



Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des terres noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France)

Marie Louise Awongo

► To cite this version:

Marie Louise Awongo. Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des terres noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). Stratigraphie. Université Paul Cézanne - Aix-Marseille III, 1984. Français. NNT: . tel-00799978

HAL Id: tel-00799978

<https://theses.hal.science/tel-00799978>

Submitted on 13 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF



D

050 031430 5

~~ORST~~ fait

ISSN : 0750 - 621 X

AWONGO

TRAVAUX DES LABORATOIRES
DES SCIENCES DE LA TERRE



STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE
ET GEOCHIMIE DES TERRES NOIRES
DU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR
DE LA PROVENCE (SUD-EST DE LA FRANCE)

par

J

Marie-Louise AWONGO

Docteur de 3^e Cycle Géologie

E 2 JAN. 1986

UNIVERSITE DE GRENOBLE
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

Laboratoire de Sédimentologie,
L.A. C.N.R.S. 132 " Etudes géologiques ouest-africaines "

1985, série A, n° 16

SAINT-JÉRÔME MARSEILLE

Trav. Lab.Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, (A),
n° 16, Avril 1985, 181 p., 53 fig., 17 tabl., 5 pl. ph.

STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE
ET GEOCHIMIE DES TERRES NOIRES
DU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR
DE LA PROVENCE (SUD-EST DE LA FRANCE)

E-2 JAN. 1986

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.43

Laboratoire de Sédimentologie Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme
13397 MARSEILLE CEDEX 13

10446275

TRAVAUX DES LABORATOIRES
DES SCIENCES DE LA TERRE



STRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE
ET GEOCHIMIE DES TERRES NOIRES
DU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR
DE LA PROVENCE (SUD-EST DE LA FRANCE)

par

Marie-Louise AWONGO

Docteur de 3^e Cycle Géologie

Laboratoire de Sédimentologie,
L.A. C.N.R.S. 132 "Etudes géologiques ouest-africaines"

1985, série A, n° 16

SAINT-JÉRÔME MARSEILLE

SOMMAIRE

AVERTISSEMENT	9
INTRODUCTION	11
PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE	17
Chapitre I - Les zones d'affleurement des "terres noires"	21
I - La coupe des Bonfillons	21
II - La coupe de Claps	27
III - La coupe de la montagne de la Vautubière	30
IV - La coupe du Mont Major	32
V - Corrélations stratigraphiques	35
Chapitre II - Les données de subsurface	37
I - Le sondage de Rognes 1	37
II - Le sondage de Grand Lubéron 1	40
III - Le sondage de Pont de Mirabeau 1	41
IV - Le sondage de Jouques 1	42
V - Le sondage d'Eguilles 1	43
VI - Le sondage des Angles 1	43
VII - Le sondage d'Istres 101	44
VIII - Conclusions sur les variations observées en subsurface ...	46
Chapitre III - Synthèse des données stratigraphiques	47
DEUXIEME PARTIE : SEDIMENTOLOGIE, MINERALOGIE et GEOCHIMIE	55
Chapitre I - Etude pétrographique	57
I - Les différents lithofaciès	57
II - Les processus diagénétiques	70

Chapitre II - Minéralogie des argiles	85
A - Méthode d'étude	85
B - Répartition verticale des minéraux argileux	88
C - Répartition spatiale des minéraux argileux	112
D - Origine des minéraux argileux	115
E - Conclusion	117
Chapitre III - Géochimie des "terres noires"	119
I - Introduction	119
II - Géochimie minérale	119
III - Géochimie organique	145
CONCLUSIONS GENERALES	151
BIBLIOGRAPHIE	155
LISTE DES FIGURES	169
LISTE DES TABLEAUX	173
LISTE DES PLANCHES	175
TABLE DES MATIERES	177

AVERTISSEMENT

Ce travail a été présenté le 5 octobre 1984 sous la forme d'un mémoire de thèse de 3e cycle devant l'Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille (Aix-Marseille III).

Le Jury de la thèse comprenait :

MM. Georges CONRAD, Professeur (Aix-Marseille III)
 Raymond ENAY, Professeur (Lyon I)
 René FLICOTEAUX, Docteur ès-Sciences (Aix-Marseille III)
 Dominique MASSA, Directeur de l'Exploration, TOTAL-CFP
 Claude TEMPIER, Docteur ès-Sciences (Aix-Marseille III)

Les recherches et l'essentiel des travaux analytiques ont été faits au Laboratoire de Sédimentologie de la Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme (Université d'Aix-Marseille III).

Les travaux de terrain ont été réalisés par Mademoiselle M.-L. AWONGO avec le concours de Madame J. CONRAD et de Messieurs G. CONRAD et C. TEMPIER.

Madame F. FLICOTEAUX-DUPIN a fait l'étude du microplancton et établi les zonations basées sur les dinokystes.

La partie interprétation des diagraphies des sondages a été contrôlée par Monsieur R. FLICOTEAUX.

Le concours de la SNEA(P) et de Total-CFP s'est traduit par la mise à notre disposition du matériel d'étude, des documents de sondage et des préparations palynologiques.

Messieurs G. CONRAD, R. ENAY et R. FLICOTEAUX ont revu le texte initial avant l'impression, en mars 1985, avec l'aide de Mesdames LAPPARTIENT et PELEGRIN et de Monsieur SEIGLE, car l'auteur a été recrutée comme géologue par la Société Elf-Gabon.

INTRODUCTION

1. - DEFINITION DES "TERRES NOIRES"

Les "terres noires" font partie d'un puissant ensemble argilo-calcaire et schisteux où les Ammonites sont rares, mais avec lits de Posidonomyes. D'abord définies dans les Basses-Alpes (GIGNOUX, 1960), elles s'étendent en fait dans tout le Sud-Est de la France. Elles sont connues en effet depuis la bordure ar-déchoise et cévenole du Massif Central à l'Ouest, le Jura méridional au Nord, les nappes alpines à l'Est, jusqu'à la Camargue et la Basse-Provence au Sud (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977). Cette formation apparaît au Bajocien supérieur dans le centre du bassin et au Callovo-Oxfordien sur ses bordures, elle est donc diachrone ; elle s'achève partout avec l'Oxfordien inférieur et moyen.

2. - LES TRAVAUX ANTERIEURS

Les études sur le Jurassique de la Provence ont débuté il y a plus d'un siècle et étaient à l'origine essentiellement stratigraphiques et paléontologiques.

Le premier travail d'ensemble est celui de COLLOT (1880) qui décrit la stratigraphie complète du Jurassique aux environs d'Aix-en-Provence ; il donne les différents étages, les zones d'Ammonites et de nombreux profils géologiques.

LANQUINE (1929-1935), dans ses travaux sur le Jurassique des chaînes provençales, donne une stratigraphie complète sur le Jurassique. Cependant, les études de cet auteur demeurent imprécises car il a travaillé surtout sur des échantillons de collection souvent mal repérés sur le terrain.

Depuis lors, les travaux de stratigraphie et de paléontologie ont évolué et les divisions des étages et des zones d'Ammonites sont devenues plus précises.

Parmi les travaux récents, TEMPIER (1964) dans une publication sur les formations marneuses du Callovien et de l'Oxfordien inférieur, dans la région de Vauvenargues, donne une étude sédimentologique complète. Cet auteur établit une analyse granulométrique et séquentielle des "terres noires", qui lui permet de préciser les milieux sédimentaires des dépôts (hémipélagiques) et l'origine du matériel fin dans un continent éloigné, situé vraisemblablement vers le Sud. En 1972, cet auteur décrit les microfaciès calcaires et précise les unités paléogéographiques de la Provence au Jurassique. Une synthèse plus vaste de BAUDRIMONT et DUBOIS (1977) retrace l'histoire du bassin du Sud-Est, dont l'évolution, du Trias au Crétacé, est nettement influencée par les directions structurales de la chaîne hercynienne. ARNAUD et MONLEAU (1979) ont donné une nouvelle échelle biostratigraphique du Jurassique Provençal et une reconstitution du milieu de sédimentation.

Tous les ouvrages cités jusqu'ici sont d'ordre stratigraphique et pétrographique et se rapportent surtout aux faciès calcaires, la formation des "terres noires" ayant été toujours abordée de façon succincte. Cette lacune peut s'expliquer par le fait que la formation extrêmement monotone des marnes est difficile à étudier sans des moyens analytiques appropriés (Rayons X, Géochimie).

En 1969, DUNOYER de SEGONZAC publie une étude minéralogique et géochimique des terres noires du Sud-Ouest des Alpes Françaises. Cet auteur démontre l'existence d'une diagenèse d'enfouissement : par régression des interfoliaires gonflants, diminution ou disparition de la kaolinite, amélioration de la cristallinité de l'illite, et l'existence aussi de transformations liées à l'orogénèse alpine.

Grâce au travail d'ARTRU (1972), la formation des terres noires est parfaitement définie. Tout en reprenant les idées de DUNOYER de SEGONZAC, ARTRU précise les transformations subies par les terres noires du bassin rhodanien, au cours de la diagenèse, et démontre l'origine de ce matériel terrigène. Selon cet auteur, la kaolinite s'est formée probablement "sur des reliefs arasés et soumis à une altération latérisante", situés sur l'emplacement actuel du Massif Central, du Massif des Maures-Estérel et des prolongements de celui-ci vers le Sud-Ouest. Pour la chlorite, il démontre une origine alpine interne, et pour les interstratifiés illite-smectite, une source située dans les Alpes suisses ou orientales.

3. - BUT DE L'ETUDE

Ce mémoire est consacré à l'étude stratigraphique, sédimentologique et géochimique des "terres noires" de la Provence. Les levés et l'étude de quatre coupes de terrain détaillées, complétées par les documents et l'échantillonnage de six sondages pétroliers, permettent d'avoir des données sur l'ensemble de la partie provençale du bassin.

Les données des travaux stratigraphiques antérieurs (COLLOT, 1880 ; LANQUINE, 1929-1935 ; TEMPIER, 1972 ; ARNAUD et MONLEAU, 1979), complétées par l'étude du microplancton (Dinokystes et Acritarches) des échantillons de la coupe-type des Bonfillons et de certains sondages pétroliers, effectués par Mme FLICOTEAUX-DUPIN, ont permis l'établissement d'une échelle biostratigraphique précise. Cette échelle a permis de dater les principales variations de résistivités mises en évidence par les diagraphies. A partir de là, il est alors possible de préciser les variations latérales d'épaisseur et de faciès et de comprendre l'évolution du bassin.

L'étude minéralogique et géochimique a été réalisée sur les échantillons de terrains et de sondages. Les carottes de sondage étant rares, l'étude des microfaciès a été faite essentiellement sur les échantillons de terrain.

Cette thèse sur les "terres noires" de la Provence constitue un complément aux travaux déjà réalisés sur cette formation. Elle permet de voir l'évolution d'ensemble de cette formation et de mieux préciser quels sont les facteurs qui modifient les apports détritiques.

4. - CADRE GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

La Provence se subdivise en deux grandes entités (AUBOUIN et MENNESSIER, 1963 ; DEBELMAS, 1974 (fig. 1) :

a) La Provence alpine ou Haute-Provence qui appartient au domaine alpin.

b) la Basse-Provence qui appartient à l'ensemble pyrénéo-provençal. La Basse-Provence comprend plusieurs régions naturelles :

- La Provence rhodanienne à l'Ouest (les Alpilles).

- La Provence calcaire formée par des modestes chaînons séparés par des bassins tertiaires dont le plus grand est celui d'Aix-en-Provence.

- La Provence cristalline forme le socle (les Collines toulonaises, le massif des Maures et le massif du Tanneron).

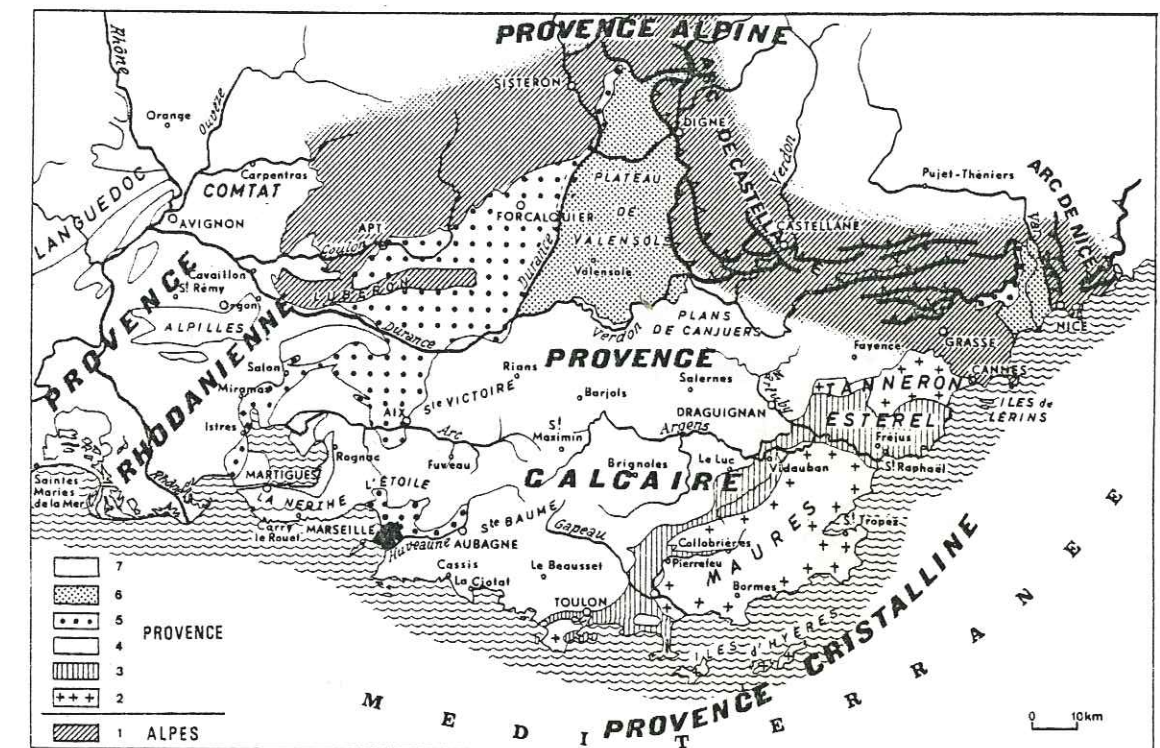


Fig. 1 : Les grandes unités géographiques et géologiques de la Provence, d'après DEBELMAS (1974).

1 : domaine alpin

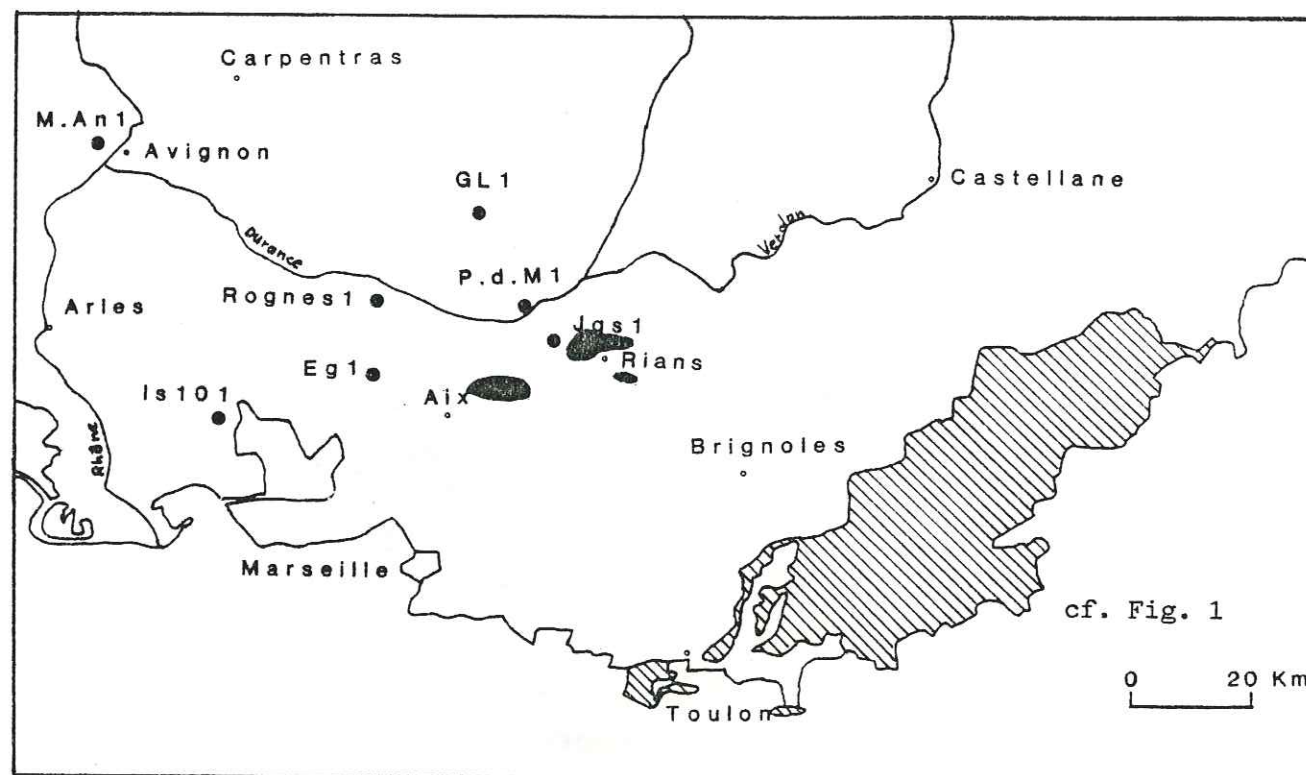
2 à 7 : domaine provençal :

2 : socle primaire ; 3 : permien sédimentaire ; 4 : couverture sédimentaire du cycle provençal, du Trias à l'Eocène ; 5 : principaux bassins oligocènes et miocènes ; 6 : principales nappes alluviales pliocènes ; 7 : principaux affleurements quaternaires.

On peut se reporter à la synthèse géologique du Sud-Est de la France pour avoir une vue d'ensemble récente sur la Provence (DEBRAND-PASSARD *et al.* 1984).

Le secteur étudié appartient à la Provence calcaire pour l'essentiel ; quelques sondages sont situés en Provence rhodanienne (fig. 2).

Les affleurements des "terres noires" ont été étudiés à l'Est d'Aix-en-Provence dans la vallée de Vauvenargues (Montagne de Sainte-Victoire) et dans la région de Rians (La Vautubière, Mont Major). Ces données sont complétées par l'échantillonnage de sondages situés dans les départements des Bouches-du-Rhône (Rognes 1, Equilles 1, Pont de Mirabeau 1, Jouques 1 à l'Est ; Istres 101 au Sud-Ouest), du Gard (les Angles 1, au Nord-Ouest), des Alpes de Haute Provence (Grand Luberon 1).



● sondages
 ■ affleurements (socle en trame oblique)

Fig. 2 : Localisation des affleurements des "terres noires" en Provence et position des sondages étudiés.

5. - PALEOGEOGRAPHIE DE LA PROVENCE AVANT LE DEPOT DES "TERRES NOIRES"

Au début du Jurassique, la Provence comprend trois unités paléogéographiques (fig. 3) :

- Le bassin provençal, au Sud, est caractérisé au Jurassique inférieur par une sédimentation surtout calcaire et dolomitique. Les formations sont peu épaisses, la succession stratigraphique est presque complète.

- Le haut-fond du Moyen Verdon. Cette zone est caractérisée par l'extrême réduction ou l'absence totale de dépôts du Jurassique inférieur.

- Le bassin dauphinois. Il s'étend au Nord et à l'Ouest de la région étudiée. Il est caractérisé par des dépôts épais de teinte sombre : marnes et calcaires noirs.

Avant le dépôt des "terres noires", la Provence correspond à une vaste plate-forme stable affectée localement de zones peu subsidentes, il s'agit surtout au Sud-Est, d'un bassin épicontinental où la tranche d'eau est faible (TEMPIER, 1972).

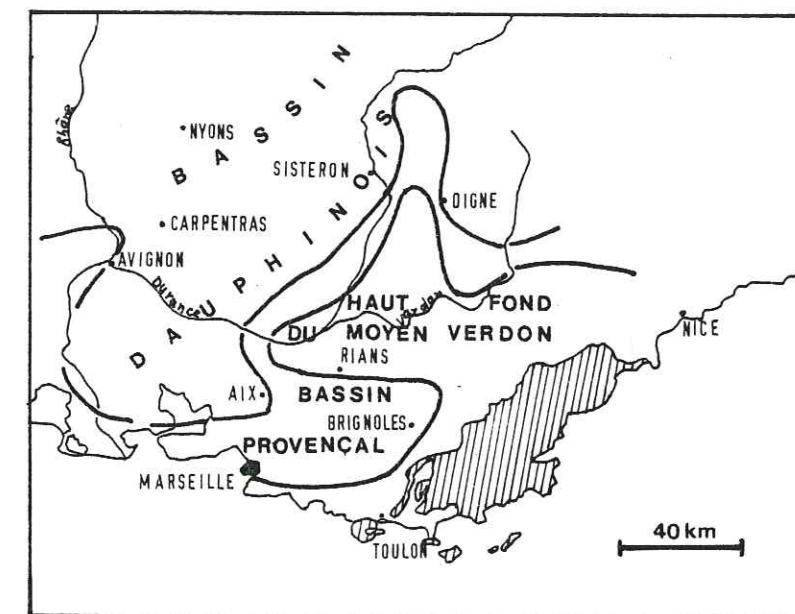


Fig. 3 : Unités paléogéographiques du Lias marneux-Dogger d'après BAUDRIMONT et DUBOIS (1977) (carte simplifiée). (socle en trame oblique).

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE

Avant de commencer l'étude stratigraphique, il est nécessaire de préciser les termes stratigraphiques utilisés (tabl. I).

Les subdivisions utilisées ici ont été tirées du Colloque du Jurassique (Luxembourg (1967), de Pomerol (1978), de la Geological Society of America (1983).

Les zones d'Ammonites sont désignées par le seul nom de l'espèce indice, écrit avec une majuscule sans le nom de genre (ex. : zone à *Macrocephalus*) et sans utilisation des italiques (Pomerol, 1978).

MA	ETAGES		Zones et sous-zones	
156	OXFORDIEN	supérieur	Planula Bimammatum Bifurcatus Transversarium = Canaliculatum	
		moyen	Plicatilis	
		inférieur	Cordatum Mariae	
163	CALLOVIEN	supérieur	Lamberti Athleta	
		moyen	Coronatum Jason	
		inférieur	Calloviense = Gracilis	Enodatum Calloviense Koenigi
			Macrocephalus	Kamptus Macrocephalus
169	BATHONIEN	supérieur	Discus Retrocostatum	
		moyen	Subcontractus	
		inférieur	Zigzag	
175	BAJOCIEN	supérieur	Parkinsoni Garantiana Subfurcatus	
		moyen	Humphriesianum	
		inférieur	Sauzei Sowerbyi	
183				

Tabl. I: Echelle stratigraphique et zones d'ammonites du Jurassique moyen (Bajocien à Callovien) et de la partie basale du Jurassique supérieur (Oxfordien). Ces divers étages correspondent à la tranche de temps pendant laquelle se déposent les "terres noires".

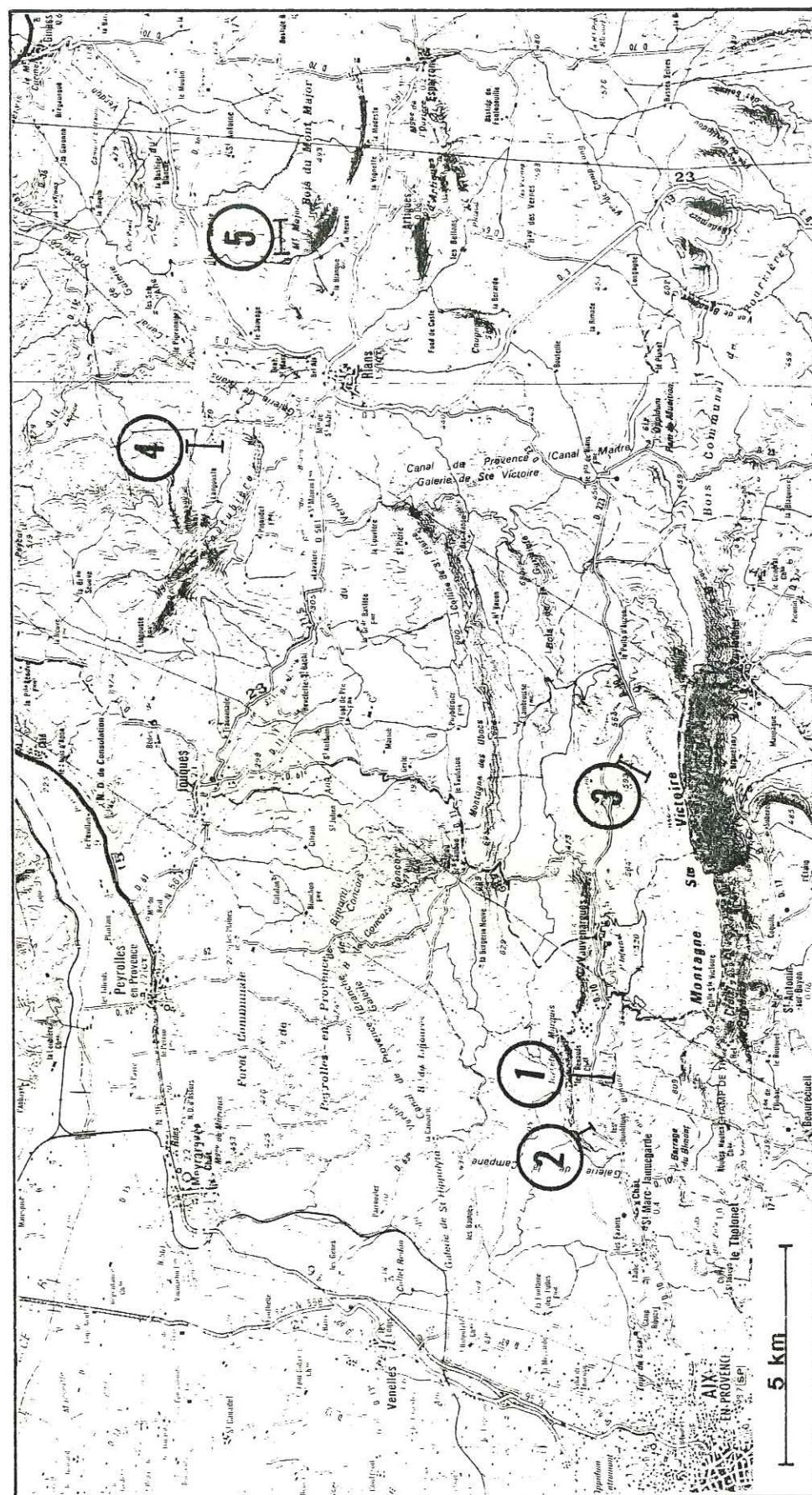


Fig. 4 : Localisation des coupes étudiées (d'après la carte I.G.N. Marseille - Carpentras au 100 000^e réduite :

- 1 : coupe des Reynauds ; 2 : coupe des Lamberts ; 1 et 2 forment la coupe des Bonfillons.
- 3 : coupe de Claps.
- 4 : coupe de la Montagne de Vautubière
- 5 : coupe du Mont-Major.

CHAPITRE I.

LES ZONES D'AFFLEUREMENT DES TERRES NOIRES

Les affleurements des terres noires ont été étudiés dans la région de Vauvenargues, à l'Est d'Aix-en-Provence (coupes des Bonfillons, de Claps) et aux environs de Rians (coupes de la Montagne de la Vautubière et du Mont-Major) (fig. 4). Le levé des coupes a été réalisé avec la collaboration de M. Claude TEMPIER qui a bien voulu nous aider à retrouver les coupes caractéristiques et accessibles.

I. - LA COUPE DES BONFILLONS

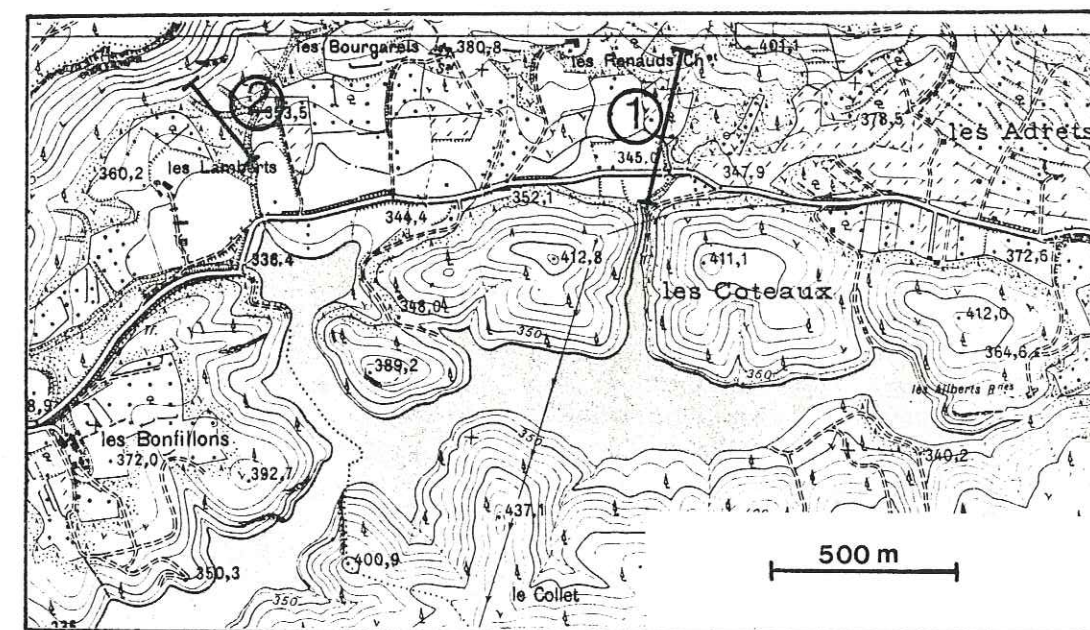


Fig. 5 : Localisation de la coupe des Lamberts (1) et de la coupe des Reynauds (2).

La coupe des Bonfillons (fig. 5) a été levée en deux tronçons, d'une part aux Reynauds, du Bathonien supérieur au Callovien, et d'autre part aux Lamberts, du Callovien à l'Oxfordien. Cette coupe représente la série stratigraphique la plus complète qui affleure dans la région étudiée.

A. - LE SECTEUR DES REYNAUDS (fig. 6)

1. - BATHONIEN SUPERIEUR

Le Bathonien supérieur observé comprend des faciès calcaires et marneux (fig. 6).

- (a) Calcaires gris à *Cancellophycus*, en bancs d'ordre métrique séparés par des joints marneux décimétriques de même teinte. Ces calcaires, observés sur 10 m environ, se terminent par une surface durcie, corrodée.
- (b) Marnes noires à débit schisteux avec intercalations de petits bancs calcaires de même couleur. Elles sont épaisses de 80 à 90 m. Les fossiles sont rares à l'exception des empreintes d'ammonites, des aptychus et des tests de lamelli-branches.

Au sommet du Bathonien supérieur, s'intercale un mince lit de calcaire biodétritique dont la base ravine les marnes sous-jacentes et dont le sommet passe en continuité avec celles du haut (éch. 171). Une faune à *Epistrenoceras* a été signalée dans ces marnes par ARNAUD et MONLEAU (1979). Les traitements palynologiques n'ont fourni dans ces marnes aucun élément de datation.

2. - CALLOVIEN

Le Callovien est constitué par une série marneuse épaisse, surmontée par des Calcaires argileux. Les datations antérieures établies à l'aide des ammonites (COLLOT, 1880 ; TEMPIER, 1972 ; ARNAUD et MONLEAU, 1979) ont pu être précisées (tabl. II h.-t.) par l'étude du microplancton par F. FLICOTEAUX-DUPIN (1983).

- (c) Marnes noires homogènes très pyriteuses épaisses de 130 m environ. La faune est constituée par des fragments d'ammonites pyriteuses. Les mêmes auteurs y ont noté la présence de *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. Elles correspondent donc à la zone à *Macrocephalus*. Cet âge est en accord avec celui donné par le microplancton ; les dinokystes et les acritarches ont permis de caractériser les sous-zones suivantes :

- sous-zone à *Macrocephalus* caractérisée par la dominance des espèces suivantes :

Ctenidodinium combazii DUPIN
Sentusidinium rioultii (SARJEANT) SARJEANT et STOVER
Sentusidinium sp.

- Sous-zone à *Kamptus* : avec la disparition des *Ctenidodinium combazii* et rareté de *Sentusidinium* sp. et la présence en pourcentage élevé des taxons suivants :

Sentusidinium varispinosum (SARJEANT) SARJEANT (forme marqueur de cette sous-zone)

Sentusidinium rioultii (SARJEANT) SARJEANT et STOVER

Meiourogonyaulax sp. 2

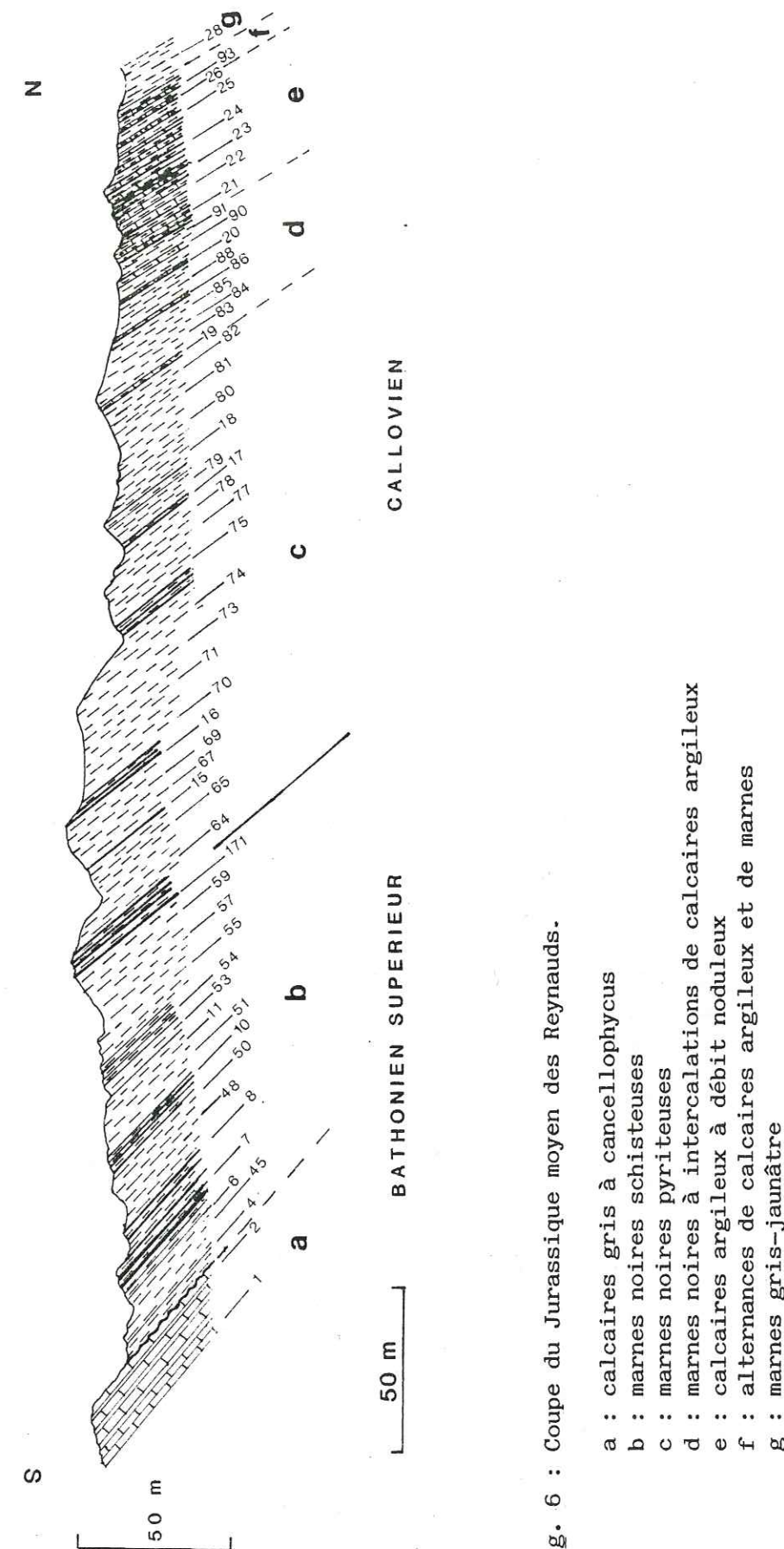


Fig. 6 : Coupe du Jurassique moyen des Reynauds.

- a : calcaires gris à *cancellophycus*
 b : marnes noires schisteuses
 c : marnes noires pyriteuses
 d : marnes noires à intercalations de calcaires argileux
 e : calcaires argileux à débit noduleux
 f : alternances de calcaires argileux et de marnes
 g : marnes gris-jaunâtre

(d) Des marnes grises à noires épaisses de 50 m, avec des intercalations fréquentes de calcaires argileux : c'est la zone à Calloviense, avec des sous-zones caractérisées par le microplancton :

- sous-zone à Koenigi : microplancton relativement pauvre mais caractéristique avec la prédominance des kystes chorates comme *Polystephanophorus* sp. (*paracalathus* ?). Ils sont accompagnés d'un pourcentage élevé des espèces microplanctoniques :

Adnatosphaeridium aemulum (DEFLANDRE) WILLIAMS et DOWNIE,
Hystriosphærina orbifera (KLEMENT) STOVER et EVITT,
Hystriosphærina sp.,
Surculosphaeridium vestitum (DEFLANDRE) DAVEY et al.

Les palynomorphes continentaux sont abondants avec les trois taxons suivants :

Inaperturopollenites undulatus WEYLAND et KRIEGER,
Inaperturopollenites sp.,
Classopollis simplex (DANZE-CORSIN et LAVEINE) REISER et WILLIAMS

- sous-zone à Calloviense caractérisée par :

- . la prédominance de *Ctenidodinium tenellum* DEFLANDRE.
- . une augmentation du pourcentage des espèces suivantes :
Parvocavatus tuberosus GITMEZ,
Gonyaulacysta jurassica (DEFLANDRE) NORRIS et SARJEANT,
Chytroeisphaeridia chytrooides (SARJEANT) DOWNIE et SARJEANT

(e) Des calcaires argileux gris à débit noduleux ; ils sont en bancs de 10 à 50 cm passant en continuité à des intercalations marneuses. Ils ont une épaisseur de 20 m environ. Des débris d'ammonites costulées sont présents dans les calcaires, une faune d'ammonites plus petites dans les marnes. Au sommet, on passe à des alternances plus tranchées de marnes et de calcaires.

Ces calcaires n'ont pas fourni de microplancton. Les ammonites telles que *Hecticoceras posterium zeiss*, H. (*Prohecticoceras*) *pseudolunula* ELMI indiquent un âge Callovien inférieur ; c'est toujours la zone à Calloviense d'après ARNAUD et MONLEAU (1979). La datation par le microplancton des marnes sus-jacentes est en accord avec cet âge.

(f) Des alternances de calcaires argileux et de marnes grises, épaisses de 12 m. C'est la zone à Calloviense, sous-zone à Enodatum, caractérisée par l'association microplanctonique suivante :

Parvocavatus tuberosus GITMEZ,
Endoscrinium sp. MUIR et SARJEANT,
Chytroeisphaeridia chytrooides (SARJEANT) DOWNIE et SARJEANT,
Micrhystridium inconspicuum DEFLANDRE,
Ctenidodinium kettonense (SARJEANT) STOVER et EVITT,
Meiourogonyaulax rioultii SARJEANT (limitée à cette zone).

B. - LE SECTEUR DES LAMBERTS

La suite de la coupe a été levée aux Lamberts, à 1 km à l'Ouest des Reynauds (fig. 7). On distingue :

1. - CALLOVIEN

(g) des marnes gris-jaunâtre très peu calcaires, épaisses de 25 m, renfermant des ammonites ferrugineuses, une microfaune à *Spirophthalmidium* sp. (TEMPIER, 1972) et des empreintes de tests de lamellibranches. Ces marnes ont été datées par les dinokystes ; elles sont d'âge Callovien moyen : zone à Jason à la base, zone à Coronatum au sommet (tabl. II, hors texte).

. zone à Jason :

Parvocavatus kieseri nov. sp. (espèce marqueur du Callovien moyen),
Parvocavatus tuberosus GITMEZ (en pourcentage élevé),
Sentusidinium rioultii (SARJEANT) SARJEANT et STOVER,
Endoscrinium sp. MUIR et SARJEANT,
Tubotuberella eisenackii (DEFLANDRE) STOVER et EVITT :

les trois dernières formes avec une fréquence moyenne.

. zone à Coronatum :

Parvocavatus kieseri nov. sp. (taxon marqueur du Callovien moyen)
Thuledinium groenlandicum POCKOCK et SARJEANT
Wanaea digitata COOKSON et EISENACK :

ces deux dernières espèces caractérisent la zone.

(h) Des marnes gris-bleu où s'intercale un banc calcaire gris à *Cancellophycus* d'ordre métrique (éch. 38, fig. 7) et de petits bancs calcaires vers le sommet ; elles ont une épaisseur de 30 m. Une importante faune d'ammonites pyriteuses y a été rencontrée avec en particulier *Quenstedtoceras lamberti* (SOWERBY) vers le sommet indiquant la zone à Lamberti du Callovien supérieur. Les associations microplanctoniques permettent de distinguer deux zones :

. zone à Athleta, à la base, caractérisée par l'apparition de *Wanaea* cf. *acollaris* DODECOVA, de *Ctenidodinium* cf. *chondrum* DRUGG (limitée à cette zone), de *Dinopterygium absidatum* DRUGG, le très fort pourcentage de *Thuledinium groenlandicum* POCKOCK et SARJEANT, la dernière expansion de *Ctenidodinium continuum* GOCHT.

. zone à Lamberti. L'association microplanctonique est dominée par l'espèce *Micrhystridium inconspicuum* DEFLANDRE, accompagnée de cf. *Sentusidinium*, *Sentusidinium rioultii* (SARJEANT) SARJEANT et STOVER, *Parvocavatus tuberosus* GITMEZ, *Chytroeisphaeridia chytrooides* (SARJEANT) DOWNIE et SARJEANT, *Chlamydo-phorella wallala* COOKSON et EISENACK, et *Stephanelyttron scarburghense* (SARJEANT) STOVER, SARJEANT et DRUGG.

2. - OXFORDIEN

(i) Des marnes gris-bleu épaisses de 50 m reposant en continuité sur les marnes calloviennes. La faune est représentée par d'abondants rostrés de belemnites, des aptychus et des ammonites. ARNAUD et MONLEAU (1979) ont signalé la présence

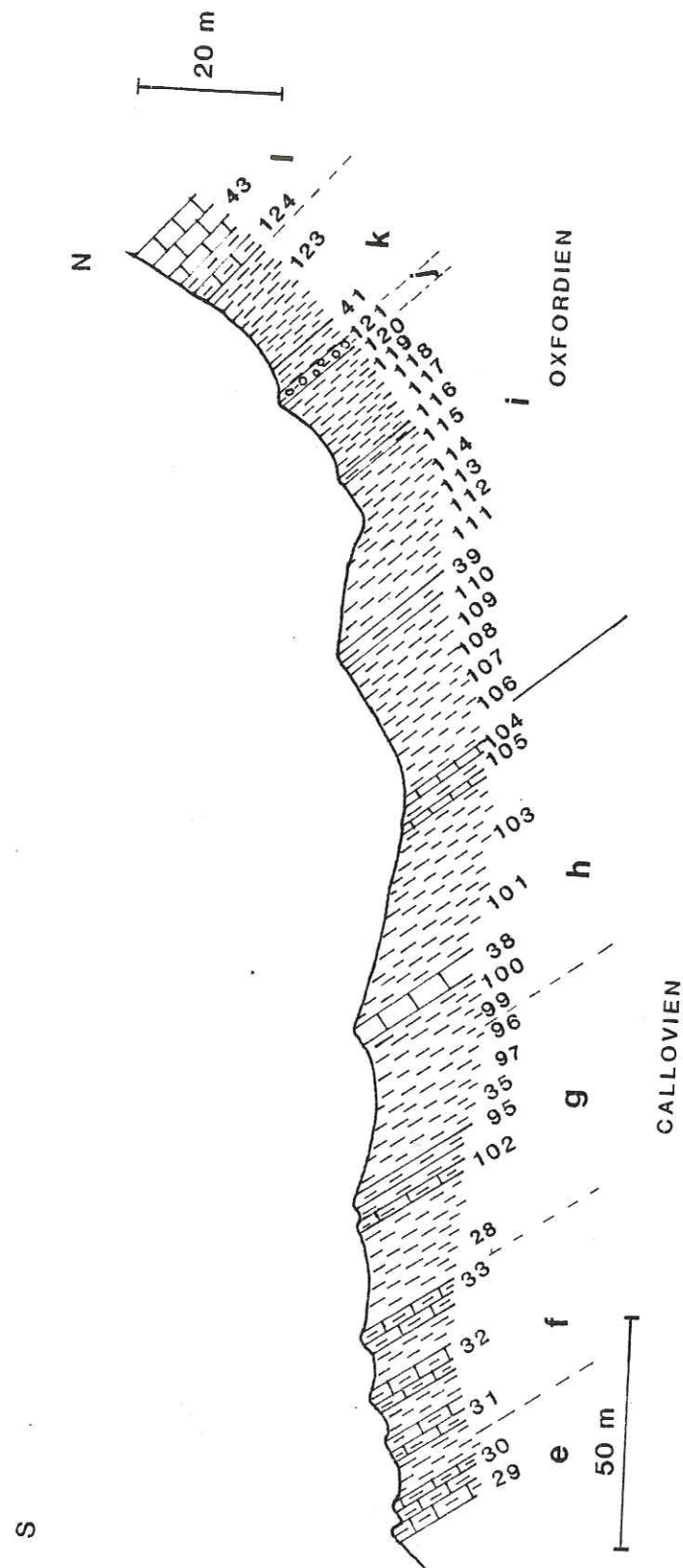


Fig. 7 : Coupe du Jurassique moyen et supérieur des Lamberts.

- e : calcaire argileux à débit noduleux
- f : alternances de calcaires argileux et de marnes
- g : marnes gris-jaunâtre
- h : marnes gris-bleu Calloviennes
- i : marnes gris-bleu Oxfordiennes
- j : niveau noduleux rougeâtre
- k : marnes noires plus calcaires
- l : calcaires grumeleux

de *Quenstedtoceras* (Q) cf. *mariae* (D'ORBIGNY), *Cardioceras* (*Scarbugiceras*) sp. C'est la zone à *Mariae* de l'Oxfordien inférieur. L'étude des dinokystes (AWONGO et FLICOTEAUX-DUPIN, 1983) confirment cet âge avec les espèces microplanctoniques suivantes : *Gonyaulacysta jurassica* (DEFLANDRE) NORRIS et SARJEANT, *Sentusidinium pilosum* (EHRENBERG) SARJEANT et STOVER, *Sentusidinium rioultii* (SARJEANT) SARJEANT et STOVER. La présence de *Wanaea fimbriata* SARJEANT (forme marqueur) indique la zone à *Mariae*.

(j) Des marnes à nodules rougeâtres, calcaires, épaisses de 0,50 à 1 m. Ce niveau est très fossilifère et contient de nombreuses ammonites telles que : *Cardioceras* (C.) *costicardia* BUCKMAN, C. (*Vertebriceras*) *costulosum* BUCKMAN, C. (V.) *vertebrale* (SOWERBY), *Gregoriceras* cf. *riazi* (DE GROSSOUVRE) d'après ARNAUD et MONLEAU (1979). Il est attribué à la zone à *Cordatum* par TEMPIER (1972) et par ARNAUD et MONLEAU (1979). D'après ces derniers auteurs, il peut y avoir superposition d'un deuxième niveau noduleux rouge dont la faune appartiendrait à la zone à *Plicatilis* et peut être au sommet de la zone à *Cordatum*.

(k) Des marnes grises plus calcaires épaisses de 12 m. Ces marnes renferment des fossiles de la zone à *Transversarium* de l'Oxfordien supérieur (TEMPIER, 1972 ; ARNAUD et MONLEAU, 1979). ARNAUD et MONLEAU (1979) ont noté la présence de *Creniceras* sp., *Perisphinctes* (P.) *martelli* (OPPEL) de la zone à *Transversarium*.

(l) Calcaires grumeleux gris-beige, en bancs d'ordre métrique, observés sur 10 m environ. Arnaud et Monleau y ont rencontré des faunes de la zone à *Transversarium* : *Glochiceras* sp., *Taramelliceras* sp., *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) *elizabethae* (DE RIAS).

En conclusion, la coupe des Bonfillons est caractérisée par un Callovien inférieur marneux très épais (tabl. II). Le Callovien moyen et supérieur ainsi que l'Oxfordien inférieur sont réduits.

II. - LA COUPE DE CLAPS

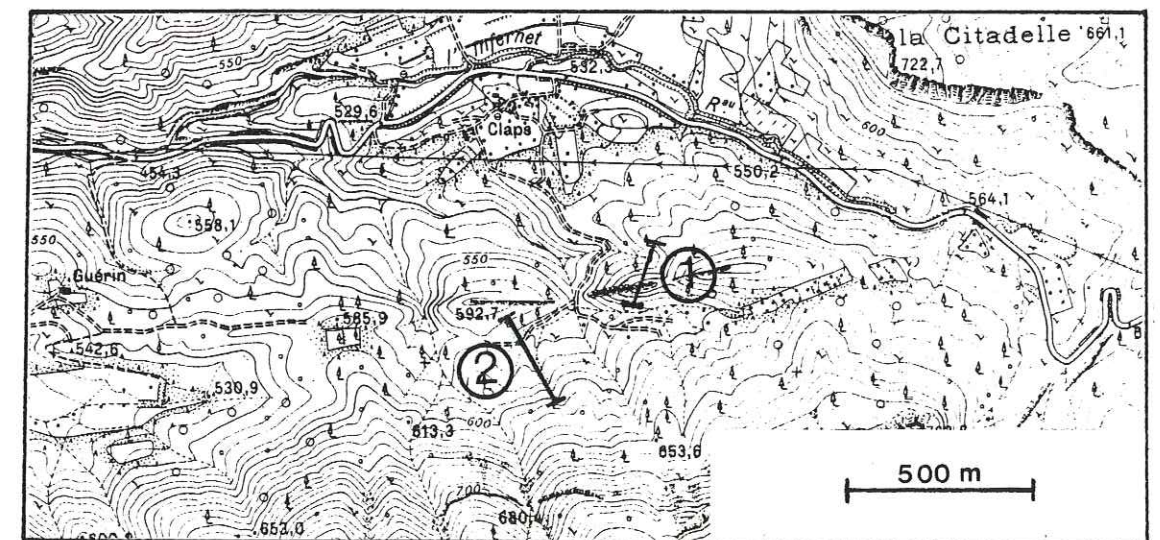


Fig. 8 : Situation géographique de la coupe de Claps.

- 1 : Bathonien
- 2 : Callovien

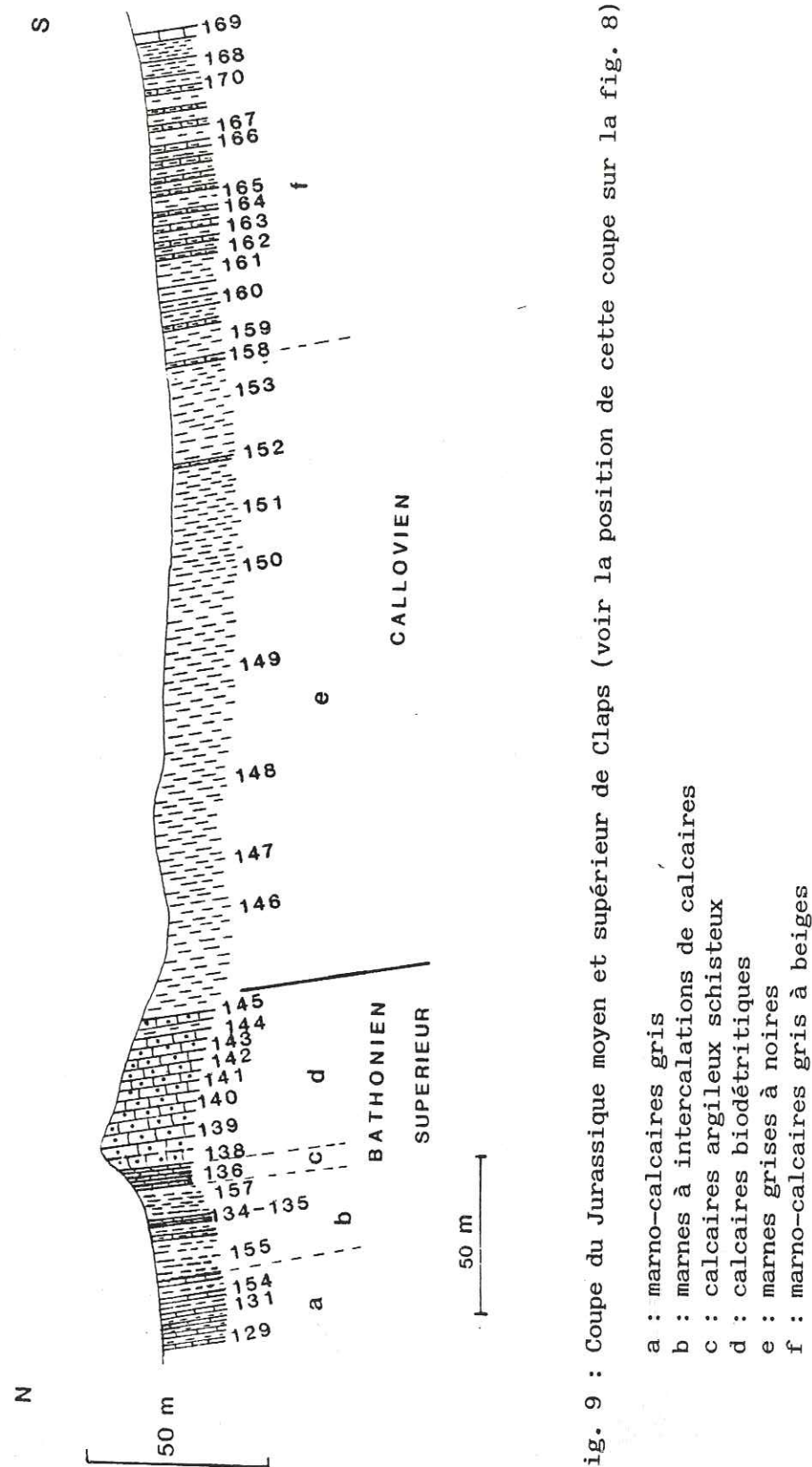


Fig. 9 : Coupe du Jurassique moyen et supérieur de Claps (voir la position de cette coupe sur la fig. 8).

- a : marno-calcaires gris
- b : marnes à intercalations de calcaires
- c : calcaires argileux schisteux
- d : calcaires biotritiques
- e : marnes grises à noires
- f : marno-calcaires gris à beiges

Cette coupe est située au Sud de Claps (fig. 8). Elle débute le long d'un sentier à l'Est du Vallat des Rayols. Les coupures stratigraphiques établies dans cette coupe sont basées sur les résultats des travaux antérieurs, en particulier ceux de TEMPIER (1972).

1. - BATHONIEN

Le Bathonien est représenté par des calcaires et des marnes ; la succession suivante a été reconnue (fig. 9).

- (a) Des alternances de calcaires gris à *Cancelllophycus* et de marnes de même teinte montrant des taches de pyrite oxydée ; elles sont épaisses de 18 m. La faune est représentée par des ammonites non identifiées, des belemnites et des tests de lamellibranches. Ces marno-calcaires se terminent par un banc calcaire bioturbé à surface irrégulière, qu'on peut attribuer à une surface durcie. D'après TEMPIER (1972), l'âge de cet ensemble est Bathonien inférieur à Bathonien moyen.
- (b) Des marnes noires pyriteuses où s'intercalent des petits lits de calcaires recristallisés (éch. 134 -135) ; elles sont épaisses de 20 m.
- (c) Des calcaires argileux et schisteux gris épais de 6 m.

Les niveaux b et c sont attribués au Bathonien supérieur par TEMPIER (1972).

- (d) Des calcaires gris à pellets et oolithes, en bancs massifs d'ordre métrique formant une barre en relief de 40 m. Ils se terminent par une surface durcie irrégulière avec des perforations et des encroûtements ferrugineux. La présence de terriers et de stylolithes est fréquente dans ces calcaires. TEMPIER (1972) a signalé la présence de *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON qui est un foraminifère caractéristique du Bathonien supérieur.

2. - CALLOVIEN

- (e) Des marnes noires homogènes, épaisses de 170 m. Les fossiles sont rares. COLLOT (1880) a signalé la présence d'ammonites du Callovien inférieur. Des données plus récentes d'ARNAUD et MONLEAU (1979) indiquent la présence de *Hecticoceras posterium* ZEISS, du Callovien inférieur dans la première cinquantaine de mètres, mais d'après ces auteurs la base de ces marnes pourrait encore être bathonienne.

- (f) Des alternances de calcaires argileux gris et de marnes de même teinte, épaisses de 75 m. Les bancs calcaires deviennent noduleux vers le haut et prennent une couleur gris-beige. D'après ARNAUD et MONLEAU (1979), ces alternances ont livré des ammonites telles que : *Phylloceras* sp., *Reineckeia* (*Kellawaysites*) *liffolensis* STEIN, R. (*Reineckeites*) *paronai* PETITCLERC, R. (*R.*) *douvillei* STEIN de la zone à *Coronatum* du Callovien moyen. Cet ensemble se termine par un banc calcaire beige (2 m) à *Cancelllophycus* (éch. 169).

Les marnes de l'Oxfordien inférieur n'ont pu être identifiées, car elles sont masquées par la végétation.

III. - COUPE DE LA MONTAGNE DE LA VAUTUBIERE (fig. 10)

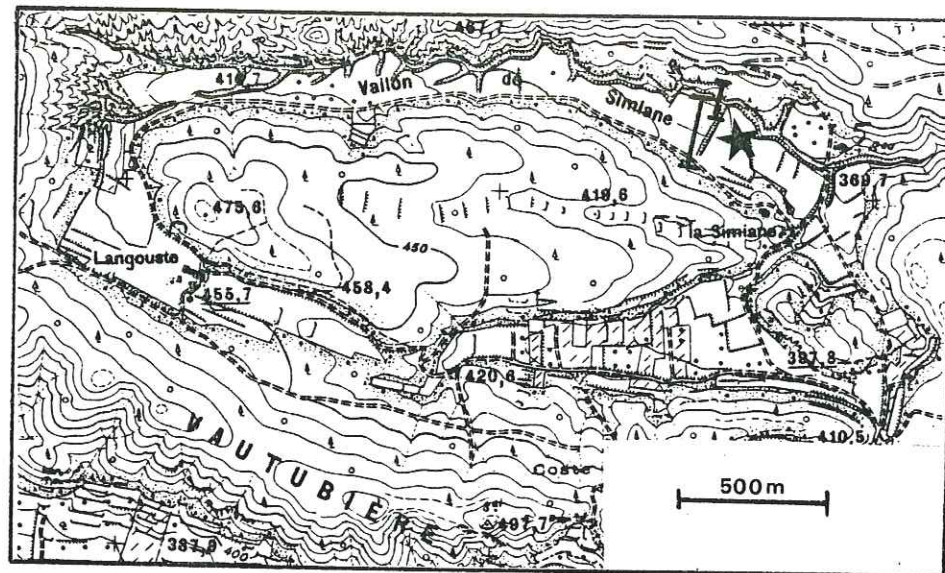


Fig. 10 : Situation géographique de la coupe de la Montagne de Vautubière (étoile).

Cette coupe est située à quelques centaines de mètres de la ferme de la Simiane (fig. 10). Elle a été levée en deux parties décalées l'une par rapport à l'autre, afin d'obtenir la série complète (fig. 11). On distingue :

1. - BATHONIEN SUPERIEUR

(a) Des bancs de calcaire dolomitique gris friable, surmontés par une dolomie cristalline, ferrugineuse, dont la surface est corrodée. Cette dolomie est assimilée à une surface durcie.

2. - CALLOVIEN (fig. 11 et 12)

(b) Des marnes noires à rares intercalations de bancs calcaires, épaisses de 85 m environ. Ces marnes ont livré à la base des ammonites ferrugineuses telles que *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH (COLLOT, 1880), *Dolikephalites* sp. et *Reineckeites* sp. du Callovien inférieur (ARNAUD et MONLEAU, 1979).

(c) Des intercalations de minces lits calcaires dans un niveau marneux épais de 3 m. COLLOT (1880) y a signalé la présence de *Phylloceras hommairi* d'ORBIGNY, et LANQUINE (1929), celle de *Reineckeia anceps* REIN. Les données biostratigraphiques fournies par ARNAUD et MONLEAU (1979) montrent la présence de *Phylloceras* sp., *Hecticoceras* (*Prohectoceras*) cf. *Posterium* ZEISS, *Brighia* sp., *Reineckeia* (*Reineckeites*) cf. *Douvilliei* STEIN qui indiquent le sommet de la zone à *Macrocephalus*.

Dans les quelques mètres supérieurs, COLLOT (1880) et LANQUINE (1929) ont rencontré des ammonites du Callovien moyen.

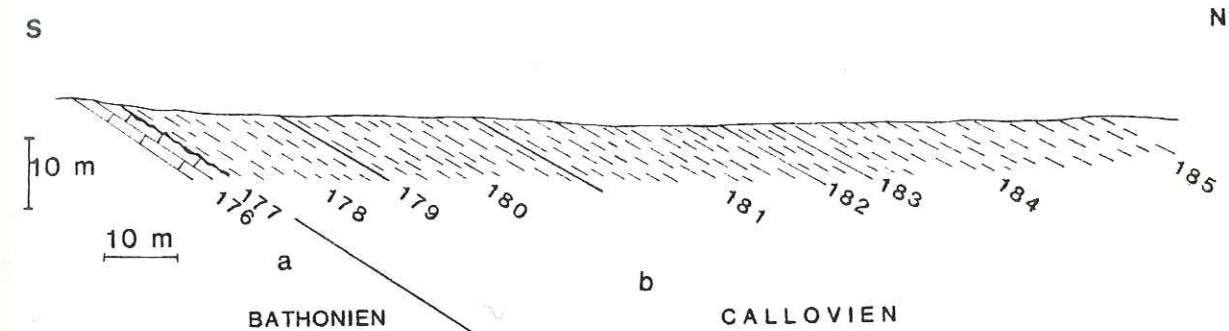


Fig. 11 : Coupe du Callovien de la Montagne de Vautubière.

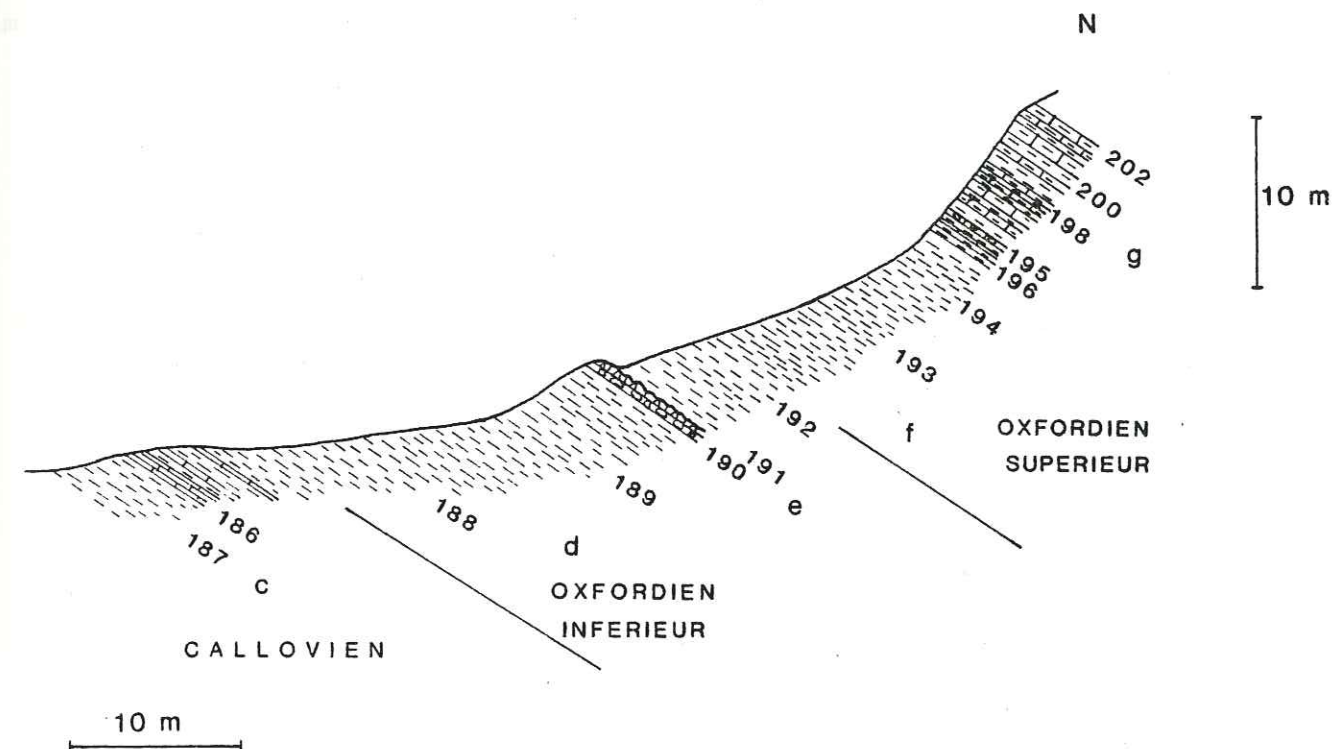


Fig. 12 : Coupe du Callovien et de l'Oxfordien de la Montagne de Vautubière.

- a : calcaires dolomitiques et surface durcie ferrugineuse
- b : marnes noires
- c : intercalations de minces lits calcaires dans les marnes noires
- d : marnes gris-bleu
- e : lits de nodules rougeâtres surmontés par un niveau bréchique
- f : marnes grises
- g : calcaires grumeleux gris à interlits marneux

3. - OXFORDIEN (fig. 12)

- (d) Des marnes gris-bleu, épaisses de 12 m. Elles ont fourni des petites ammonites pyriteuses et des dents de squales (TEMPIER, 1972).
- (e) Deux lits de nodules rougeâtres, calcaires, épais de 1 m, surmontés par un banc bréchique. Ce niveau est fossilifère, TEMPIER (1972) l'attribue à la zone à Cordatum. Il est l'équivalent du niveau noduleux rouge des Bonfillons. ARNAUD et MONLEAU (1979) ont rencontré les ammonites suivantes : *Sowerbyceras protortisulcatum* (POMPECKJ), de nombreux fragments de *Cardioceras* (C. (C.) cf. *ashtonense* (ARKELL), nucleus de *Perisphinctes* sp., *Peltoceras* (*Parawedekindia*) *arduennensis* (D'ORBIGNY) indiquant la zone à Plicatilis de l'Oxfordien.
- (f) Des marnes grises, épaisses de 18 m. Au sommet s'intercalent des petits bancs calcaires. TEMPIER (1972) a signalé à la base la présence de *Cardioceras cordatum* indiquant la zone à Cordatum de l'Oxfordien inférieur, et plus haut de nombreux *Perisphinctidae*.
- (g) Un banc de calcaire noduleux, bréchique, de couleur jaunâtre et épais de 50 cm (éch. 195). Il est surmonté par des calcaires grumeleux, gris, à interlits marneux. D'après Arnaud et Monleau (1979), ces calcaires appartiennent à la zone à Transversarium de l'Oxfordien supérieur avec : *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORBIGNY), *Perisphinctes martelli* (OPPEL), *P. (Dichotomosphinctes) wartae* BUKOWSKI, *Trimarginites* sp.

IV. - MONT-MAJOR

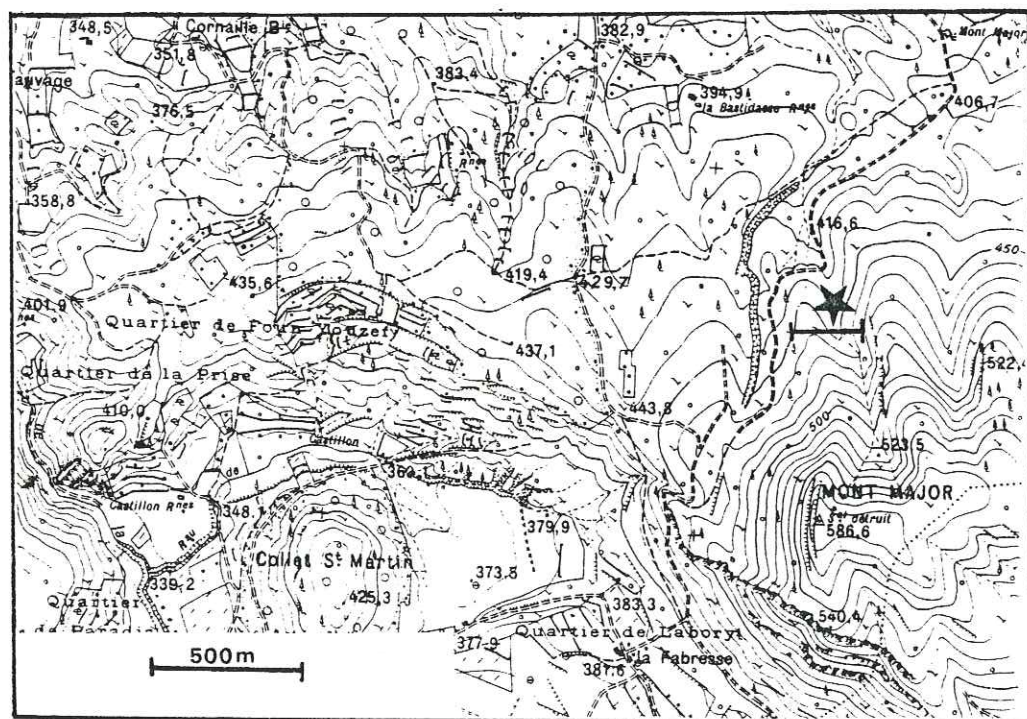


Fig. 13 : Localisation de la coupe du Mont-Major (étoile).

Au Sud de la ferme du Mont-Major, non loin du point coté 416,6, affleurent les couches du Jurassique moyen et supérieur (fig. 13). On y distingue (fig. 14):

1. - BATHONIEN

- (a) La coupe débute avec des dolomies grises cristallines creusées de nombreuses excavations pouvant atteindre 50 cm de profondeur. La surface est recouverte d'une croûte ferrugineuse épaisse. Ces dolomies reposent sur des calcaires datés du Bathonien supérieur (TEMPIER, 1972) par *Meyendorffina bathonica* AUROUZE et BIZON. Ce Bathonien supérieur à croûte ferrugineuse est de même faciès que celui de la montagne de Vautubière.

2. - CALLOVIEN

- (b) Ce sont des calcaires à débris de crinoïdes et des calcaires argileux avec des interbancs marneux. Certains bancs sont dolomités. Ces calcaires sont épais de 3,5 m. Ils renferment des Rhynchonelles, des tests de lamellibranches et des dents de squales. ARNAUD et MONLEAU (1979) les attribuent à la zone à Gracilis du Callovien inférieur avec les ammonites suivantes : *Calliphylloceras* sp., *Oxycerites subcostarius* (OPPEL), *Hecticoceras* cf. *boginense* PETITCLERC, *H. cf. hecticum* (REINECKE), *Reineckia* sp., *Neuquenicerias* sp., *Reineckia* (*Reineckites*) *douvillei* STEIN, *Grossouvria* sp., *Choffatia* sp.

Il semble que la majorité du Callovien inférieur et la totalité du Callovien moyen et supérieur manquent au Mont Major.

3. - OXFORDIEN

- (c) Des marnes noires, dolomitiques, azoïques, dont l'âge supposé est Oxfordien inférieur ; elles sont épaisses de 8 m.
- (d) Des niveaux noduleux, jaunâtres, discontinus, sont présents par rangées de deux ou trois, dans les marnes. Ces nodules sont gypsifères et dolomitiques. Ces niveaux noduleux ont fourni des ammonites de la zone à Cordatum d'après COLLOT (1880), par contre ARNAUD et MONLEAU (1979) les attribuent à la zone à Plicatilis de l'Oxfordien moyen ; ils y ont rencontré de nombreuses ammonites. Il faut signaler, cependant, que la limite entre la zone à Cordatum et la zone à Plicatilis est peu précise dans l'ensemble du secteur étudié, à cause des réductions d'épaisseur qui se manifestent dans l'Oxfordien inférieur et moyen.
- Au-dessus de ces niveaux noduleux, 1 m de marnes noires qui se terminent par un banc de calcaires argileux gris (éch. 208).
- (e) Des marnes grises à noires, épaisses de 10 m. D'après ARNAUD et MONLEAU (1979), elles ont livré des ammonites de la zone à Plicatilis de l'Oxfordien.
- (f) Un niveau marneux à nodules rougeâtres. La faune abondante est constituée de rostrés de belemnites et d'ammonites. Il est attribué à la zone à Plicatilis par ARNAUD et MONLEAU (1979).
- (g) Des alternances de calcaires argileux gris grumeleux et de marnes de même teinte, les intercalations marneuses s'épaississant vers le haut. Ces alternances sont attribuées à la zone à Transversarium d'après ARNAUD et MONLEAU (1979).

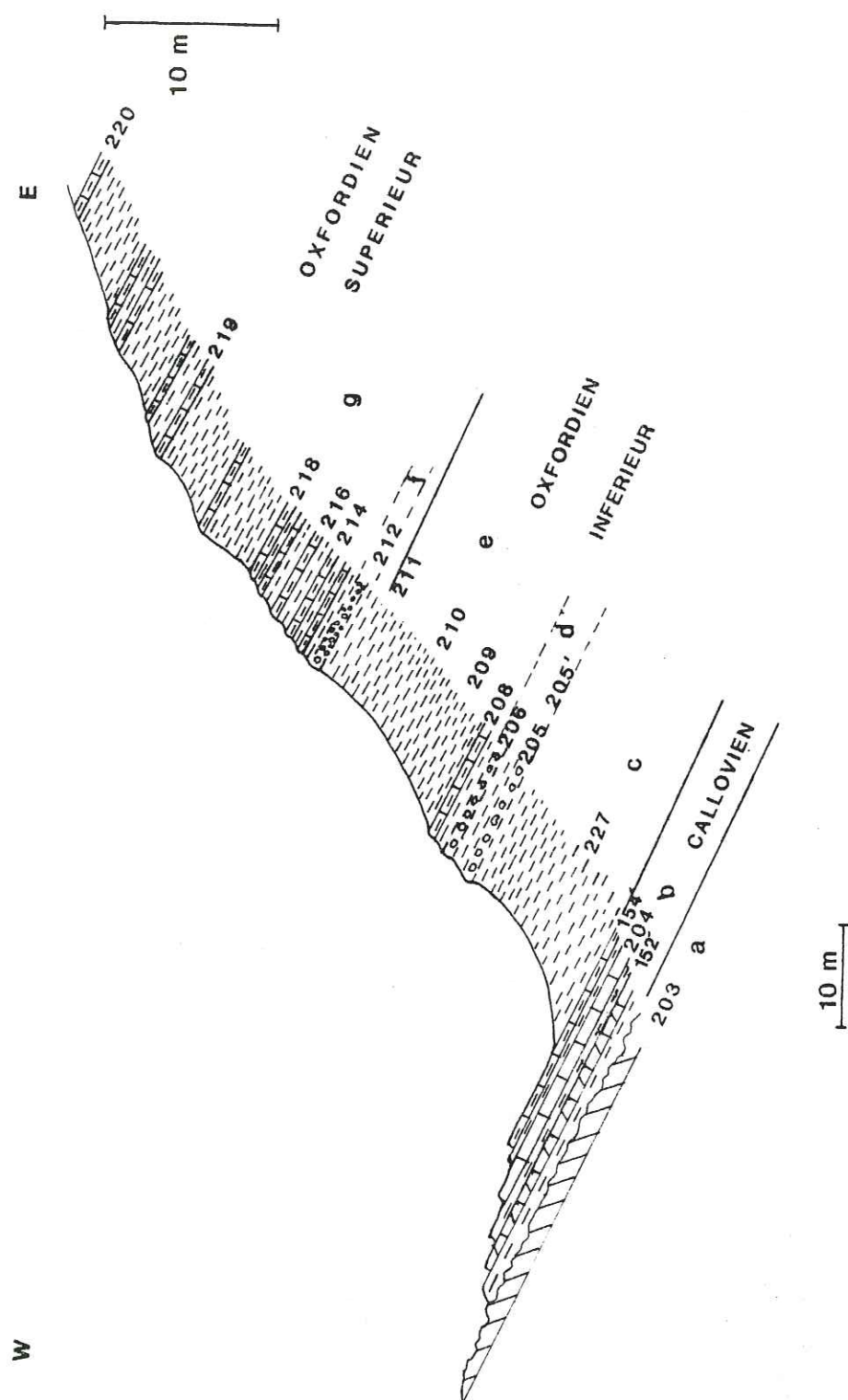


Fig. 14 : Coupe du Jurassique moyen et supérieur du Mont-Major (voir la position fig. 13).

- a : dolomie cristalline recouverte d'une couche ferrugineuse
- b : calcaires à crinoïdes séparés par des marnes grises
- c : marnes grises dolomitiques
- d : marnes grises à nodules jaunâtres
- e : marnes noires
- f : marnes à nodules rougeâtres
- g : alternances de marnes et de calcaires gris grumeleux

V. - CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES

La comparaison des différentes coupes du Jurassique moyen et supérieur qui viennent d'être décrites met en évidence des variations de faciès et des réductions d'épaisseur qui s'effectuent du Sud-Ouest vers le Nord-Est (fig. 15).

A. - LE BATHONIEN

1. - LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR

A Claps, le Bathonien supérieur s'achève avec les calcaires biodétritiques formant une barre de 40 m ; à l'Ouest de Claps, à 4 km au Sud de l'Adrech de Clos, ces mêmes calcaires se réduisent à un banc de 1 m. Encore plus à l'Ouest, dans la coupe des Reynauds, ces calcaires ne sont plus représentés que par un mince lit centimétrique dans les marnes (éch. 171).

2. - LES VARIATIONS DE FACIÈS

Le Bathonien est constitué par des marnes et des calcaires à *Cancellophycus* à l'Ouest dans les coupes des Bonfillons et de Claps, alors qu'il montre des faciès dolomitiques à l'Est dans les coupes de la Montagne de Vautubière et du Mont Major.

B. - LE CALLOVIEN

Le Callovien, marneux et puissant au Sud-Ouest dans la coupe des Bonfillons n'est représenté dans la coupe du Mont-Major que par une faible épaisseur de calcaires argileux à débris de crinoïdes, les marnes ayant disparu. On remarque donc que les réductions d'épaisseur affectent préférentiellement les épisodes marneux, qui diminuent d'épaisseur et s'enrichissent en calcaire d'Ouest en Est.

On observe en outre que le Callovien inférieur est très épais (200 m environ) aux Bonfillons, par opposition au Callovien moyen et supérieur qui ne sont représentés que par 50 m d'épaisseur. Cette faible épaisseur du Callovien moyen et supérieur annonce les condensations observées dans la zone à *Cordatum* et à *Plicatilis* de l'Oxfordien inférieur et moyen dans les différentes coupes. En effet, d'après ENAY *et al.* (1967), la réduction ou l'absence de l'Oxfordien inférieur et moyen est connue dans toute l'Europe méridionale, d'où l'idée d'une régression débutant au Callovien supérieur et affectant l'Oxfordien inférieur. Cette régression est suivie d'une transgression à l'Oxfordien supérieur appelée "transgression argovienne".

En conclusion, on constate qu'il existe jusqu'au Callovien, une zone subsidente à l'Ouest avec une sédimentation marneuse épaisse de bassin et une zone haute à l'Est à faciès marno-calcaires réduits et comportant de nombreuses lacunes, elle correspond au haut-fond du Moyen-Verdon. A l'Est, les faciès dolomitiques se développent et les surfaces durcies, creusées d'excavations, sont recouvertes d'une croûte ferrugineuse épaisse.

SW

LES BONFILLONS

NE

LA VAUTUBIERE

MONT-MAJOR

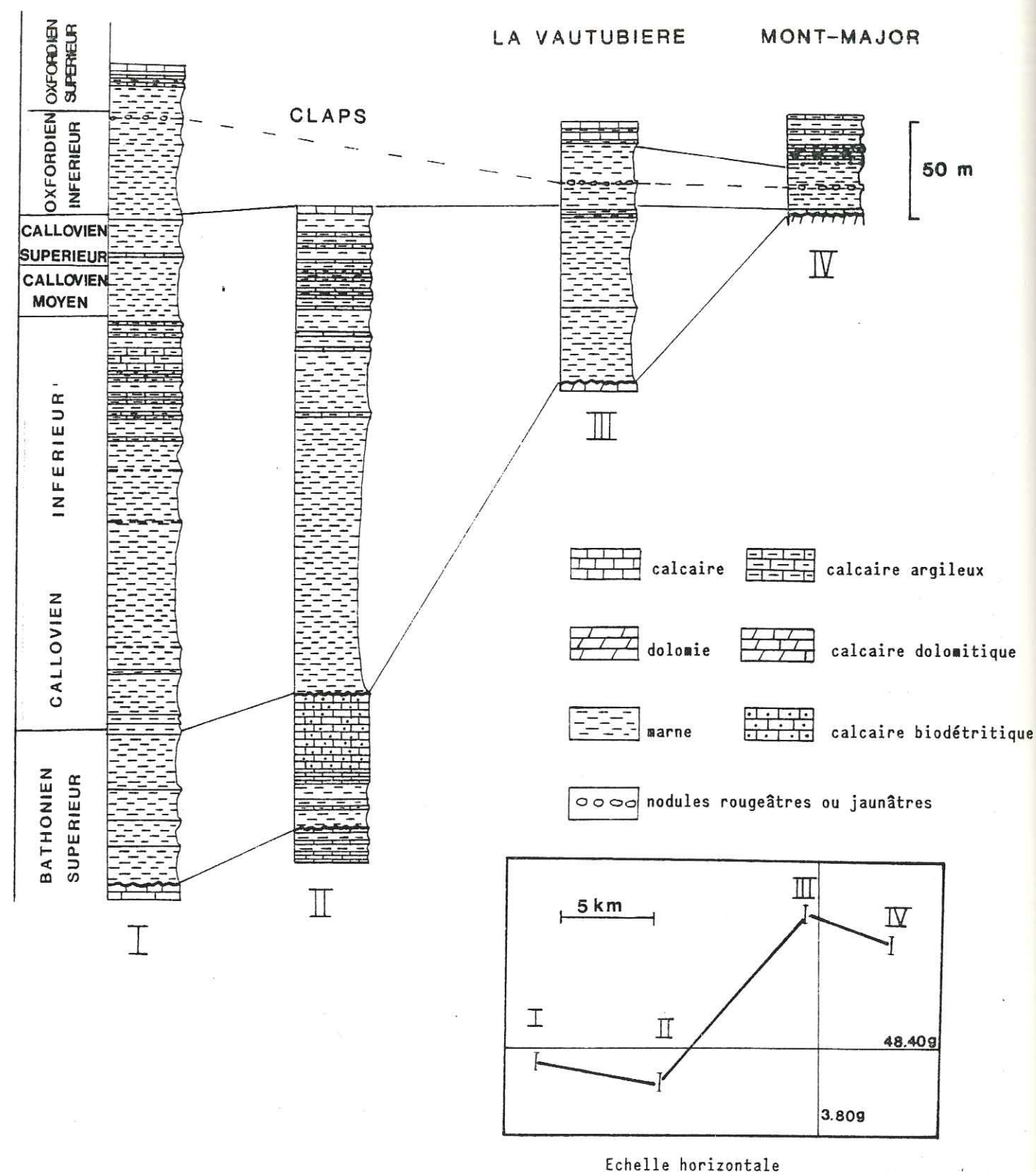


Fig. 15 :Corrélation stratigraphique entre les Bonfillons et Mont-Major.

CHAPITRE II

LES DONNEES DE SUBSURFACE

L'étude des sondages pétroliers a été intégrée à ce travail dans le but d'avoir des informations sur l'ensemble du bassin.

Dans ce chapitre, les résultats des zonations et des corrélations diagrapiques (SERRA, 1972) ont été utilisés pour suivre des niveaux repères dans les "terres noires". On a ainsi défini un ensemble d'unités lithostratigraphiques qui ont été rattachées à l'échelle chronostratigraphique grâce aux données du microplancton (déterminations de F. FLICOTEAUX-DUPIN *in* AWONGO et FLICOTEAUX-DUPIN, 1983).

Le paramètre utilisé pour les corrélations diagrapiques est la résistivité. Il existe plusieurs types de diagrapies de résistivité. Les programmes de diagrapies différées enregistrés dans les forages de la Basse-Provence utilisent principalement deux types d'appareillage :

- des macrodispositifs de type traditionnel, comprenant une petite normale d'espacement 40 cm, une grande normale d'espacement 1,60cm et une latérale d'espacement 6,20 cm. Ils sont souvent appelés carottage électrique.

- un macrodispositif appelé latérolog d'espacement 30 ou 90 cm dans lequel la nappe de courant issue des électrodes est focalisée. Il donne des meilleures coupures lithologiques.

Il existe des sondages comme Equilles 1, Rognes 1, Grand-Luberon 1, où seul le premier type est utilisé, et des sondages comme Jouques 1 et les Angles 1 où le second type est seul utilisé. Dans la pratique, nous nous sommes calés sur le sondage de Pont-de-Mirabeau 1 où les deux types coexistent (fig. 16).

Les corrélations entre les différents forages font appel au principe de causalité (SERRA, 1972) : "Si on observe des figures diagrapiques similaires d'un sondage à un ou plusieurs autres, on peut conclure que les conditions de dépôt ont été les mêmes aux différents sondages présentant cette similitude, et que la formation est sans doute la même si le phénomène n'est pas isolé dans le temps..."

I. - LE SONDAGE DE ROGNES 1

x = 841,720
coordonnées Lambert : y = 159,220
z = +205 m

Le sondage de Rognes est situé au Nord-Ouest d'Aix-en-Provence dans le département des Bouches-du-Rhône. Il a été implanté sur un anticlinal d'axe W.N.W.-E.S.E. Il a traversé de haut en bas le Valanginien-Berriasien, le Juras-

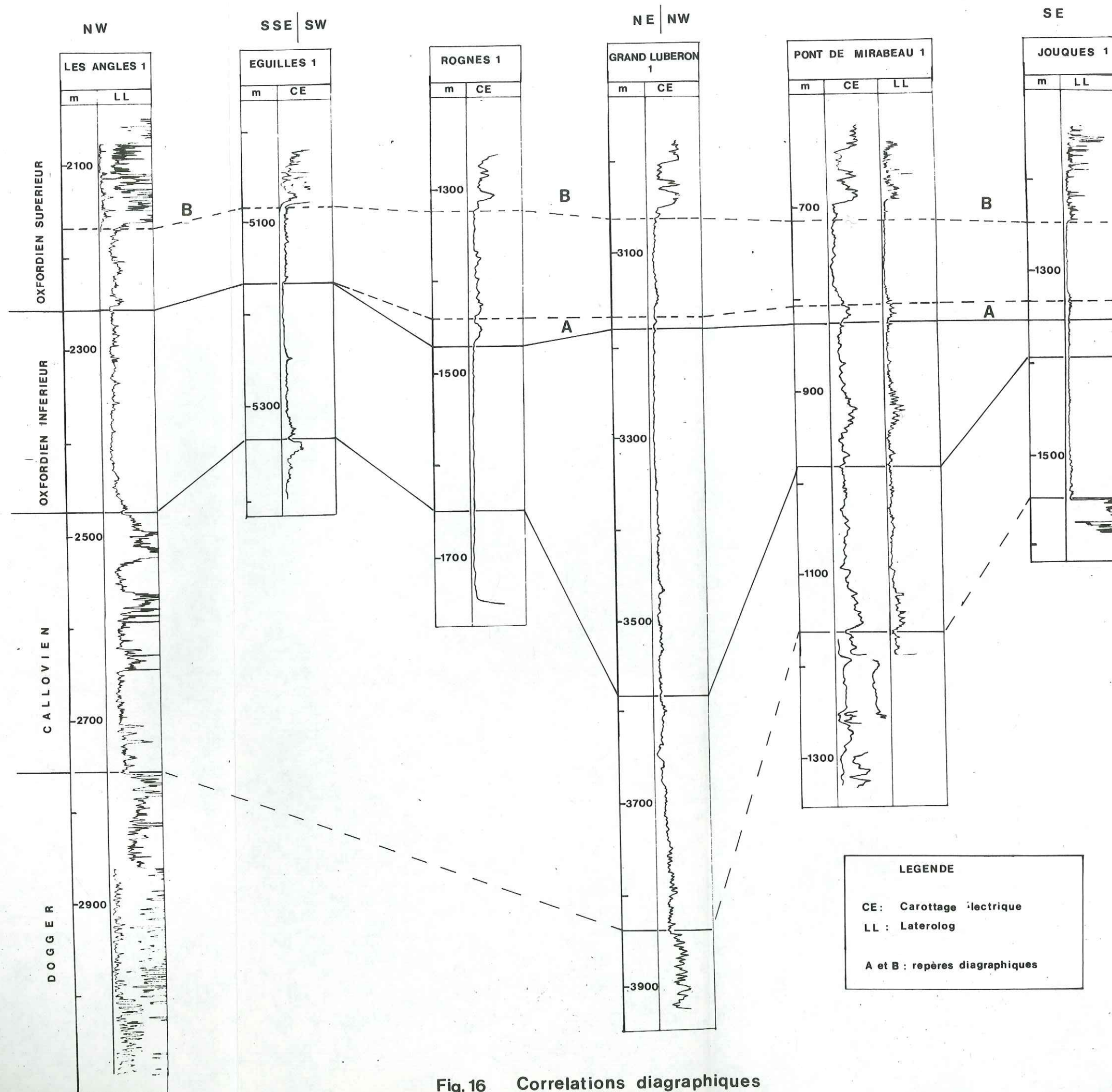


Fig. 16 Correlations diagrammiques

sique supérieur calcaire et le Callovo-Oxfordien. A 1746 m de profondeur, sous 400 m de terres noires, il a traversé un plan de chevauchement et est entré dans le Jurassique supérieur calcaire.

Les "terres noires" du sondage de Rognes 1 ont pu être datées avec grande précision grâce au microplancton. Ceci a permis de définir sur les diagraphies électriques un certain nombre de niveaux-repères et de proposer une chronostratigraphie (se reporter au tabl. III h.-t. pour les zones palynologiques).

1.- CALLOVIEN (1746-1645 m)

Seul le Callovien supérieur est représenté, la partie inférieure de cet étage manque probablement en raison du chevauchement.

Le Callovien supérieur est représenté par un faciès marneux, homogène, de couleur noire, à rares intercalations calcaires. Aucun repère diagraphique n'y a été individualisé car la série est très monotone.

Le microplancton permet de caractériser la zone à Lamberti (tabl. III h.-t.)

Les *Micrhystridium* constituent le groupe prédominant avec :

cf. *Sentusidinium*

Parvocavatus tuberosus GITMEZ

2.- OXFORDIEN INFÉRIEUR (1645-1468 m)

Il est constitué par des marnes noires semblables à celles du Callovien. A 1600 m, une ammonite de la famille de *Grossouvreidae* a été rencontrée ainsi qu'une microfaune à *Epistomina mosquensis* UHLIG.

La présence de deux zones d'ammonites a été mise en évidence par l'étude de microplancton (tabl. III h.-t.)

- A la base : zone à *Mariae* (1645-1520 m) ; elle est caractérisée par la présence de *Wanaea fimbriata* SARJEANT accompagnée de *Micrhystridium inconspicuum* DEFLANDRE, *Parvocavatus tuberosus* GITMEZ, *Sentusidinium rioultii* (SARJEANT) SARJEANT et STOVER, *Sentusidinium pilosum* (EHRENBURG) SARJEANT et STOVER, *Stephanelytron scarburghense* (SARJEANT) STOVER, SARJEANT et DRUGG.

- Au sommet : zone à *Cordatum* (1520-1468 m) ; elle est caractérisée par l'absence de *Wanaea fimbriata* SARJEANT, et par la présence des taxons suivants :

Compositosphaeridium polonicum (GORKA) ERKMEN et SARJEANT,
Sentusidinium rioultii (SARJEANT) SARJEANT et STOVER,
Scribneriella galeritum (DEFLANDRE) KLEMENT,
Stephanelytron redcliffense (SARJEANT) STOVER, SARJEANT et DRUGG,

accompagnés des kystes chorates *Adnatosphaeridium aemulum* (DEFLANDRE) WILLIAMS et DOWNIE,

et *Systematophora fasciculigera* KLEMENT.

3.- OXFORDIEN SUPERIEUR (1468-1270 m)

Il est constitué par des calcaires beiges et bruns plus ou moins argileux à intercalations de marnes gris foncé.

Les carottes renferment des *Dichotomosphinctes* à 1315 et 1330 m qui montrent un âge oxfordien supérieur (Argovien). Le microplancton a permis de distinguer deux zones :

- A la base (1468-1425 m), une zone qui montre des espèces tantôt caractéristiques de l'Oxfordien inférieur comme *Compositosphaeridium polonicum* (GORKA) ERKMEN et SARJEANT, *Sentusidinium pilosum* (EHRENBERG) SARJEANT et STOVER, *Systematofora fasciculigera* KLEMENT, *Belodium asaphum* (décrit par DRUGG dans l'Oxfordien inférieur), tantôt des espèces caractéristiques de l'Oxfordien supérieur comme *Heslertonina* sp. Cette zone est attribuable à la zone à *Plicatilis* de l'Oxfordien moyen.

- Au sommet (1425-1270 m), l'association microplanctonique est pauvre ; les taxons qui caractérisent cette zone sont *Sirmiodinium grossi* ALBERTI, *Scriiodinium* cf. *subvallare* SARJEANT, *Dinopterygium dimorphum* DRUGG, *Heslertonina* sp. Cette zone pourrait correspondre à la zone à *Transversarium* de l'Oxfordien supérieur.

II. - LE SONDRAGE DE GRAND-LUBERON 1

coordonnées Lambert : x = 858,700
y = 175,250
z = + 500 m

Le sondage de Grand-Luberon 1 a été implanté sur l'anticlinal de surface du Luberon, dans le département des Alpes de Haute-Provence. Il a traversé les terres noires sur toute leur épaisseur. La limite inférieure des terres noires est imprécise dans ce sondage ; cependant, elle peut être arrêtée vers 4190 m, cote correspondant à la limite Dogger-Lias supérieur.

1.- DOGGER (4190-3830 m)

Le Dogger est caractérisé par des marnes noires à intercalations de calcaires gris. On remarque une augmentation de la résistivité à partir de 3830 m, ce changement permet de définir la limite Callovien-Dogger.

2.- CALLOVIEN (3830-3580 m)

Le Callovien comprend des marnes noires à intercalations de calcaires argileux fréquentes à la base et rares au sommet.

La limite Callovien-Oxfordien a été confirmée par les datations palynoplantoniques. Le Callovien supérieur a pu être notamment caractérisé par la fréquence relative des espèces suivantes (échantillons des profondeurs 3714 et 3600 m) :

Stephanelytron redcliffense (SARJEANT) STOVER, SARJEANT et DRUGG,
Stephanelytron caytonense (SARJEANT) STOVER, SARJEANT et DRUGG,
Stephanelytron scarburghense (SARJEANT) STOVER, SARJEANT et DRUGG,
Parvocavatus tuberosus GITMEZ,
Chlamydophorella wallala COOKSON et EISENACK,
Sentusidinium pilosum (EHRENBERG) SARJEANT et STOVER,
Sentusidinium rioultii (SARJEANT) SARJEANT et STOVER,
Gonyaulacysta jurassica (DEFLANDRE) NORRIS et SARJEANT.

3.- OXFORDIEN INFÉRIEUR (3580-3180 m)

Cet étage est constitué par des marnes noires finement micacées et des marno-calcaires de même couleur.

La limite supérieure a été établie par corrélation diagraphique avec le sondage de Rognes 1 (niveau-repère A), et aussi grâce à l'aide de quelques données microplanctoniques. Les échantillons prélevés aux profondeurs 3552, 3492, 3456 et 3352 m se rapportent à la zone à *Mariae* de l'Oxfordien inférieur, caractérisée par l'espèce *Wanaea fimbriata* SARJEANT. Les corrélations montrent que l'Oxfordien inférieur de Grand-Luberon 1 est caractérisé par une sédimentation marneuse beaucoup plus épaisse (400 m) que celle de Rognes 1 qui ne compte que 177 m.

4.- OXFORDIEN SUPERIEUR

Il est constitué par des alternances de marnes grises et de calcaires de même teinte auxquelles se superposent les calcaires argileux gris-brun de l'"Argovien". Ces calcaires montrent une résistivité élevée et on peut suivre leur limite inférieure dans tous les sondages étudiés (repère B).

III. - LE SONDRAGE DE PONT-DE-MIRABEAU 1

coordonnées Lambert : x = 867,510
y = 158,960
z = 232 m

Le sondage de Pont-de-Mirabeau 1 a été implanté dans la vallée de la Durance, dans le département des Bouches-du-Rhône. La structure de Pont-de-Mirabeau 1 se présente en surface comme un anticlinal jurassique d'axe W-NW, E-SE.

Les coupures lithostratigraphiques ont été effectuées à partir des diagraphies, par corrélation avec les sondages Grand-Luberon 1 et Rognes 1.

1.- DOGGER

- de 1324 à 1288 m de profondeur, la lithologie est constituée par des dolomies gris foncé et des marnes noires.

- de 1288 à 1181 m, ce sont des calcaires dolomitiques cristallins gris, graveleux à oolithiques, contenant *Trocholina conica* (SCHLUMBERGER). Ce fa-

ciès est à rattacher à celui de la barre calcaire de Claps.

L'augmentation de la résistivité à partir de 1181 m de profondeur permet d'établir la limite entre le Bathonien et le Callovien.

2.- CALLOVIEN et OXFORDIEN (1181 à 700 m)

a) Le faciès du Callovien et de l'Oxfordien inférieur est représenté par des marnes noires, caractéristiques des "terres noires". Ces marnes montrent une riche microfaune avec : *Glomospira gordialis* = *Trochammina squamata* JONES et PARKER, *Spirulina* sp., *Pontocyprilla suprajurassica*, *Lagena hispina* REUS, *Bairda* sp., *Lenticulina polonica*, *Lenticulina subalta*.

La présence de spicules monactinellides a été signalée de 1030 à 1110 m, ainsi que des microfilaments ondulés de 1120 à 1180 m (Rapport de fin de sondage PREPA).

Dans cet ensemble marneux, plusieurs coupures stratigraphiques ont été effectuées en fonction des variations de la résistivité et par corrélations avec les sondages précédents :

- Callovien de 1181 à 977 m,
- Oxfordien inférieur de 977 à 836 m (repère A)

b) L'Oxfordien supérieur comprend des faciès marneux à la base (836-700 m) et des calcaires au sommet (repère B).

IV. - LE SONDAGE DE JOUQUES 1

x = 870,910
coordonnées Lambert : y = 153,750
z = 395,00 m

Le sondage de Jouques 1 a été implanté sur le flanc Nord du synclinal de Rians, à la marge de la zone haute Nord-Provençale, au Nord-Est d'Aix-en-Provence, dans le département des Bouches-du-Rhône.

Les terres noires y ont été rencontrées entre 1244 et 1546 m de profondeur. Les coupures stratigraphiques ont été faites en tenant compte des données des diagraphies, par comparaison avec les sondages voisins de Pont-de-Mirabeau 1 et de Rognes 1.

1.- BATHONIEN (1634-1547 m)

Le Bathonien est représenté par des calcaires à oolithes, pellets et débris. La limite supérieure a été fixée à 1547 m par changement dans la valeur de la courbe de la résistivité.

2.- CALLOVIEN et OXFORDIEN

L'ensemble du Callovo-Oxfordien est constitué par des marnes noires, feuilletées, à bancs carbonatés et niveaux de calcaires argileux, noirs.

Il n'a pas été facile d'établir des coupures lithostratigraphiques entre le Callovien et l'Oxfordien, car les variations de la résistivité sont peu visibles. Les coupures stratigraphiques proposées sont les suivantes :

- Callovien : de 1547 à 1393 m,
- Oxfordien inférieur : de 1393 à 1352 m, la limite supérieure étant établie par référence au niveau repère A entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien supérieur de Rognes 1.
- Oxfordien supérieur : il comprend une partie marneuse (1352 à 1250 m) et une partie calcaire au sommet (Argovien).

V. - LE SONDAGE D'EGUILLES 1

x = 840.660,82
coordonnées Lambert : y = 147.100,18
z = 235 m

Le sondage d'Eguilles 1 est situé à l'Ouest d'Aix-en-Provence dans le département des Bouches-du-Rhône. Il a été implanté au sommet de l'anticlinal d'Eguilles. Ce sondage a été arrêté à 5451,30 m de profondeur, par suite de difficultés techniques.

Les études microplanctoniques effectuées dans ce sondage n'ont donné aucun résultat, les coupures stratigraphiques sont donc établies par corrélation, avec l'aide des diagraphies.

1.- CALLOVIEN (5451-5325 m)

Seule la partie supérieure du Callovien a été atteinte par ce sondage. Il comprend des marnes noires alternant avec des marno-calcaires organo-détritiques.

2.- OXFORDIEN INFÉRIEUR (5325-5155 m)

La lithologie montre des marnes noires pyriteuses renfermant des fins cristaux de gypse. Le niveau-repère A entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien supérieur disparaît dans ce sondage.

3.- OXFORDIEN SUPÉRIEUR

L'Oxfordien supérieur est constitué de marnes noires à la base (5155 à 5065 m) et de calcaires argileux au sommet (5065 à 4065 m).

VI. - LE SONDAGE DES ANGLES 1

x = 793.140
coordonnées Lambert : y = 187.620
z = 90,300 m

Le sondage des Angles 1 a été implanté sur le flanc sud-est d'une zone haute très compartimentée, dans la région de la Montagnette, à quelques kilomètres à l'Ouest d'Avignon, dans le département du Gard.

Les données concernant ce sondage sont tirées des diagraphies et du rapport de sondage, car les échantillons correspondants n'ont pu être obtenus. Les corrélations ont été faites par comparaison avec les diagraphies du sondage d'Eguilles 1.

1.- DOGGER

Le Dogger est représenté par des marnes argileuses, noires, des marnes noires, pyriteuses, avec intercalations de marnes calcaires gris foncé, silteuses à gréseuses. A 3030 m de profondeur, on rencontre des niveaux oolithiques qui font penser au faciès du Bathonien. La carotte n° 8 (3710-3719 m) a fourni des ammonites telles que *Partschiceras* (*Phylloceras*) *viator* (D'ORBIGNY), *Nannolytoceras* (*Lytoceras*) *tripartitum* (RASPAIL), *Garantiana* sp. déterminés par MOUTERDE. La limite inférieure, Lias-Dogger, est imprécise, car il n'existe aucun repère diagraphique. La limite retenue entre le Dogger et le Callovien (2752 m) tient compte des changements de la résistivité.

2.- CALLOVIEN (2752-2477 m)

Le Callovien est représenté par une série marneuse, noire et pyriteuse, qui comprend des intercalations de calcaires argileux. La présence d'ostracodes a été signalée sur la carotte n° 3 (2536,50 - 2539,10 m). Ces ostracodes suggèrent la base du Callovien.

3.- OXFORDIEN INFÉRIEUR (2477-2257 m)

L'Oxfordien inférieur comprend des marnes argileuses, gris foncé à noires, qui renferment des ammonites pyriteuses à la partie inférieure.

4.- OXFORDIEN SUPÉRIEUR (2257-2076 m)

Cet étage est composé, comme dans les autres sondages, d'une partie marneuse à la base et d'une partie calcaire au sommet.

VII. - LE SONDRAGE D'ISTRES 101

x = 812.135,4
coordonnées Lambert : y = 140.235,3
z = 28,10 m

Le sondage d'Istres 101 a été implanté, après une étude sismique, sur une culmination située à l'Est de l'axe gravimétrique Crau centrale-Istres. Il est situé au Sud-Ouest d'Aix-en-Provence, à proximité de l'Etang de Berre, dans le département des Bouches-du-Rhône.

Il montre la plus grande épaisseur des terres noires du bassin (fig. 17 h.-t.). Il a traversé un faciès calcaire à l'Oxfordien supérieur correspondant aux calcaires argoviens puis une formation marneuse, noire, devenant silteuse en

profondeur.

Les diagraphies de ce sondage n'ont pas pu être utilisées pour établir les coupures lithostratigraphiques, car elles n'ont pas été faites avec le même type d'appareillage que les autres sondages. La datation a été faite à l'aide du microplancton pour le Callovien et l'Oxfordien inférieur.

1.- DOGGER

A Istres 101, le Dogger se trouve sous faciès marneux (terres noires) et est caractérisé par une forte épaisseur. Les coupures proposées sont tirées du rapport de fin de sondage d'Istres 101 (C.F.P.) ; elles ont été établies à partir des microfaciès.

- Le Bajocien (4219-3701 m). Il est constitué par des marnes gris-noir indurées, silteuses, à intercalations de marnes gris-brun tendres. De 3744 à 3701 m, présence de fines passées de calcaires micritiques gris-noir. Ces niveaux sont plus ou moins dolomités.

- Le Bathonien (3701-3023 m) : marnes noires pyriteuses à fines passées de calcaires micritiques.

2.- CALLOVIEN (3023-2770 m)

Le Callovien comprend des marnes noires, indurées, pyriteuses, et des marno-calcaires gris-brun. Les subdivisions proposées ont été faites avec l'aide du microplancton, d'après les fréquences relatives des espèces rencontrées. On distingue un Callovien indéterminé à la base (échantillons correspondant aux profondeurs 3021, 2991, 2950 m) et un Callovien supérieur (échantillons des profondeurs 2910, 2870, 2830, 2791 m).

- Callovien indéterminé (3023-2915 m) : l'association des dinokystes permet de proposer globalement une datation callovienne sans précision avec les espèces suivantes : *Gonyaulacysta jurassica* (DEFLANDRE) NORRIS et SARJEANT, *Sentusidinium* sp., *Sentusidinium pilosum* (EHRENBERG) SARJEANT et STOVER.

- Callovien supérieur (2915-2770 m) : il est caractérisé par les espèces suivantes : *Gonyaulacysta jurassica* (DEFLANDRE) NORRIS et SARJEANT, *Sentusidinium rioultii* (SARJEANT) SARJEANT, SARJEANT et STOVER, *Sentusidinium pilosum* (EHRENBERG) SARJEANT et STOVER, *Chlamydophorella wallala* COOKSON et EISENACK, *Parvocavatus tuberosus* GITMEZ.

3.- OXFORDIEN INFÉRIEUR (2770-2680 m)

La lithologie est représentée par des marnes noires, silteuses, avec des fines intercalations de calcaires micrograveleux et glauconieux.

Les limites Callovien-Oxfordien inférieur et Oxfordien inférieur-Oxfordien supérieur ont été établies à l'aide du microplancton (échantillons des profondeurs 2750, 2710, 2670 m). La présence de l'espèce *Wanaea fimbriata* SARJEANT à la profondeur de 2750 m permet d'attribuer un âge Oxfordien inférieur à cet intervalle ; elle est accompagnée de *Gonyaulacysta jurassica* (DEFLANDRE) NORRIS et SARJEANT, *Sentusidinium pilosum* (EHRENBERG) SARJEANT et STOVER, *Compositosphaeridium polonicum* (GORKA) ERKMEN et SARJEANT.

4.- OXFORDIEN SUPERIEUR

Il est constitué par des calcaires gris-brun, légèrement argileux, à joints stylolitiques et bitumineux abondants et par des calcaires biomicritiques, graveleux, à intercalations de marnes tendres. Des intercalations marneuses et dolomitiques se manifestent vers la base.

Le sondage d'Istres 101 montre un Oxfordien inférieur réduit (90 m) et un Callovien épais (353 m), à l'inverse de Grand-Luberon 1 qui traverse un Oxfordien inférieur très épais (400 m).

La base des terres noires se situe à une profondeur de 4050 m environ ; au-dessous de cette profondeur, le faciès devient très silteux bien que conservant sa couleur noire.

VIII. - CONCLUSIONS SUR LES VARIATIONS OBSERVEES EN SUBSURFACE

L'étude des sondages a permis d'établir des coupures stratigraphiques dans la partie subsidente du bassin de sédimentation des terres noires, en combinant à la fois les diagraphies de résistivité électriques et la palynologie. Cette étude a apporté de nouveaux et nombreux résultats qui sont :

- la détermination de la limite entre le Callovien et l'Oxfordien d'une part, et de la limite entre l'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien supérieur d'autre part,

- la confirmation du diachronisme des terres noires débutant au Bajocien supérieur à Istres 101, alors qu'elles débutent au Callovien dans le secteur oriental (Pont-de-Mirabeau 1 et Jouques 1).

- les variations de faciès du Bathonien ; il est marneux à l'Ouest et au Nord dans les sondages d'Istres 101 et Grand Luberon 1, et calcaréo-dolomitique à l'Est dans les sondages de Pont-de-Mirabeau 1 et Jouques 1,

- la condensation de l'Oxfordien inférieur à Istres 101 et dans les sondages du Nord-Est, et son épaississement à Grand Luberon 1.

Tous ces résultats montrent que, au Jurassique moyen et supérieur, la région provençale comportait, au Sud-Ouest (Istres 101) et au Nord (Grand-Luberon 1), des zones fortement subsidentes et à l'Est une ligne faiblement subsidente, correspondant au haut-fond du Moyen-Verdon. A l'Ouest, les sédiments sont marneux et correspondent à des faciès de mer ouverte, alors qu'à l'Est les sédiments sont représentés par des calcaires à pellets et oolithes et par des faciès dolomitiques correspondant à des domaines de plate-forme plus internes.

CHAPITRE III

SYNTHESE DES DONNEES STRATIGRAPHIQUES

1.- COMPARAISON DES SONDAGES ET DES AFFLEUREMENTS

La comparaison entre les sondages et les affleurements (fig. 17) est difficile à établir, car les niveaux-repères rencontrés en affleurement n'ont pas été retrouvés en subsurface, par exemple le niveau noduleux rouge de l'Oxfordien inférieur. Ceci est dû soit à des variations latérales de faciès, soit plus probablement à l'échantillonnage qui, en subsurface, n'est constitué que par des déblais.

a.- LES DONNEES DU MICROPLANCTON

Les données du microplancton ont conduit à l'établissement d'une chronostratigraphie, dans les sondages de Rognes 1, Istres 101, Grand-Luberon 1 et dans la coupe des Bonfillons. La combinaison à la fois de la palynologie et des diagraphies de résistivité électriques a permis d'établir des niveaux-repères et des corrélations entre les différents sondages. Toutes ces données ont conduit à une corrélation stratigraphique entre les sondages et les affleurements des terres noires.

b.- LES DONNEES DE LA CALCIMETRIE

La courbe de calcimétrie a été réalisée dans le but de comparer les données des sondages avec celles des affleurements, car dans les terres noires, les changements de la lithologie constatés sont souvent liés aux fluctuations des teneurs en carbonate de calcium. De plus, dans les sondages, la calcimétrie et la résistivité suivent approximativement les mêmes variations (fig. 17 h.-t.) exception faite des faciès dolomitiques. La teneur en carbonate de calcium a été obtenue en utilisant un calcimètre Bernard.

- Au Callovien, les teneurs en carbonate de calcium les plus élevées se rencontrent à Istres 101, aux Bonfillons et à la Montagne de la Vautubière (48 à 80%). Les sondages de Rognes 1, Grand-Luberon 1 et Pont-de-Mirabeau 1 présentent des teneurs faibles (20 à 45%). Le Callovien se termine par une élévation du taux de carbonate de calcium.

- A l'Oxfordien inférieur, c'est toujours à Rognes 1, Grand-Luberon 1 et Pont-de-Mirabeau 1 que les pourcentages en carbonates sont les plus faibles avec 25 à 30% vers la base et une augmentation jusqu'à 75% au sommet (repère A).

- A l'Oxfordien supérieur, les teneurs en carbonate de calcium augmentent régulièrement et atteignent un maximum au sommet, dans les calcaires (Argovien, repère B). Dans la coupe des Bonfillons les repères A et B sont peu distincts.

2.- PROFILS DE CORRELATION DU JURASSIQUE MOYEN ET SUPERIEUR

a.- PROFIL SW-NE ENTRE ISTRES 101 ET GRAND-LUBERON 1 (fig. 18)

Ce profil montre l'évolution qui s'effectue dans le bassin suivant la direction SW-NE. Le Dogger est représenté par une épaisse formation marneuse au Sud-Ouest où il atteint 1200 m ; il se réduit rapidement à Grand-Lubéron 1 où il ne fait presque plus que 270 m. Le Callovien, par contre, montre une épaisseur constante de 250 m d'une région à l'autre. A l'Oxfordien inférieur, les sédiments sont plus épais à Grand Lubéron 1 (400 m), alors qu'ils diminuent d'épaisseur progressivement vers le Sud-Ouest, avec 177 m à Rognes 1 et 90 m à Istres 101.

b.- PROFIL WSW - ENE ENTRE ISTRES 101 ET MONT MAJOR (fig. 19)

Il est intéressant de suivre l'évolution des terres noires sur un profil reliant le sondage d'Istres 101 aux affleurements de l'Est. Les variations de faciès et les réductions d'épaisseur entre Istres 101 et la région de Rians, en ce qui concerne le Dogger qui est marneux, se font de façon brutale. D'Ouest en Est, on assiste en effet à un déplacement de la base des terres noires du Bajocien à l'Oxfordien inférieur, et à une réduction des épaisseurs. Au Callovien, la sédimentation varie peu entre Istres et les Bonfillons, tandis que l'Oxfordien inférieur est caractérisé par une condensation dans les différentes coupes et sondages étudiés.

c.- PROFIL NNW - SSE ENTRE GRAND LUBERON ET LA MONTAGNE DE VAUTUBIERE (fig. 20)

Sur une ligne approximativement NW - SE, les variations se font de manière assez semblable à celles du profil Ouest-Est Istres-Rians. Au Callovien, les réductions d'épaisseur se font de manière progressive : on passe de 250 m à Grand-Lubéron 1, à 90 m dans la coupe de la montagne de Vautubière. A l'Oxfordien inférieur, la diminution des épaisseurs se réalise de façon brutale entre Grand-Lubéron 1 et les sondages du Sud-Est.

3.- COURBES ISOPAQUES

Au Lias marneux-Dogger (fig. 21), le bassin est ouvert vers l'Ouest avec des épaisseurs maximales dans les secteurs d'Istres, Avignon Carpentras et Nyons (BAUDRIMONT et DUBOIS, 1977).

L'établissement des cartes en isopaques, pour les deux intervalles de temps bien datés que sont le Callovien et l'Oxfordien inférieur, permet de suivre l'évolution qui affecte ensuite le bassin. Les variations sont dues essentiellement aux changements de la subsidence :

- au Callovien, on continue à avoir la même direction d'ouverture qu'au Lias marneux et au Dogger ; les épaisseurs les plus importantes se rencontrent aux Angles 1, l'axe de subsidence est orienté NE - SW (fig. 22) ;

- à l'Oxfordien inférieur (fig. 23), le bassin s'approfondit au Nord (Grand-Lubéron 1), tandis qu'il devient plus stable sur sa bordure Sud-Ouest où les épaisseurs deviennent plus faibles.

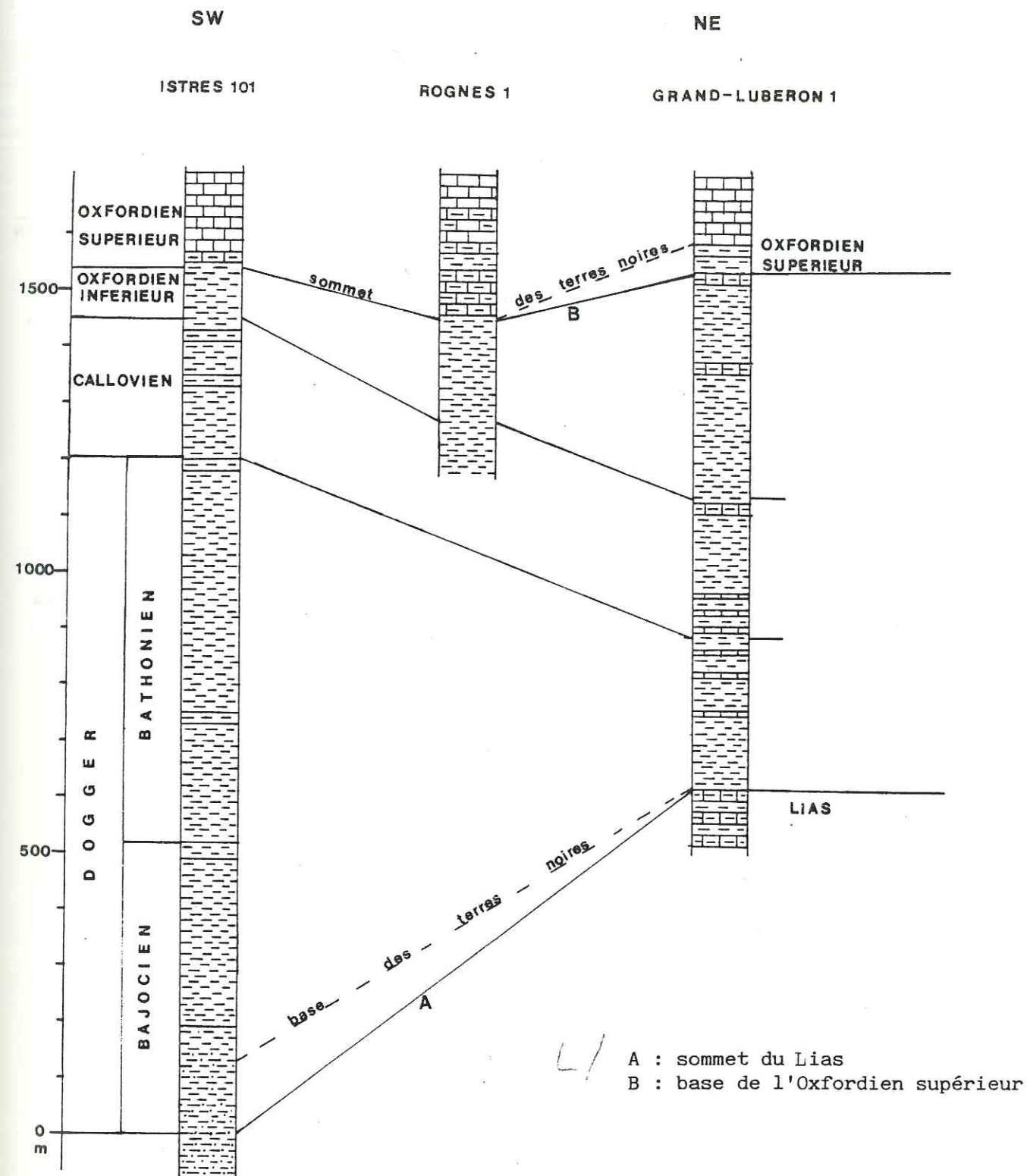


Fig. 18 : Profil du Jurassique moyen et supérieur entre Istres 101 et Grand-Lubéron 1.

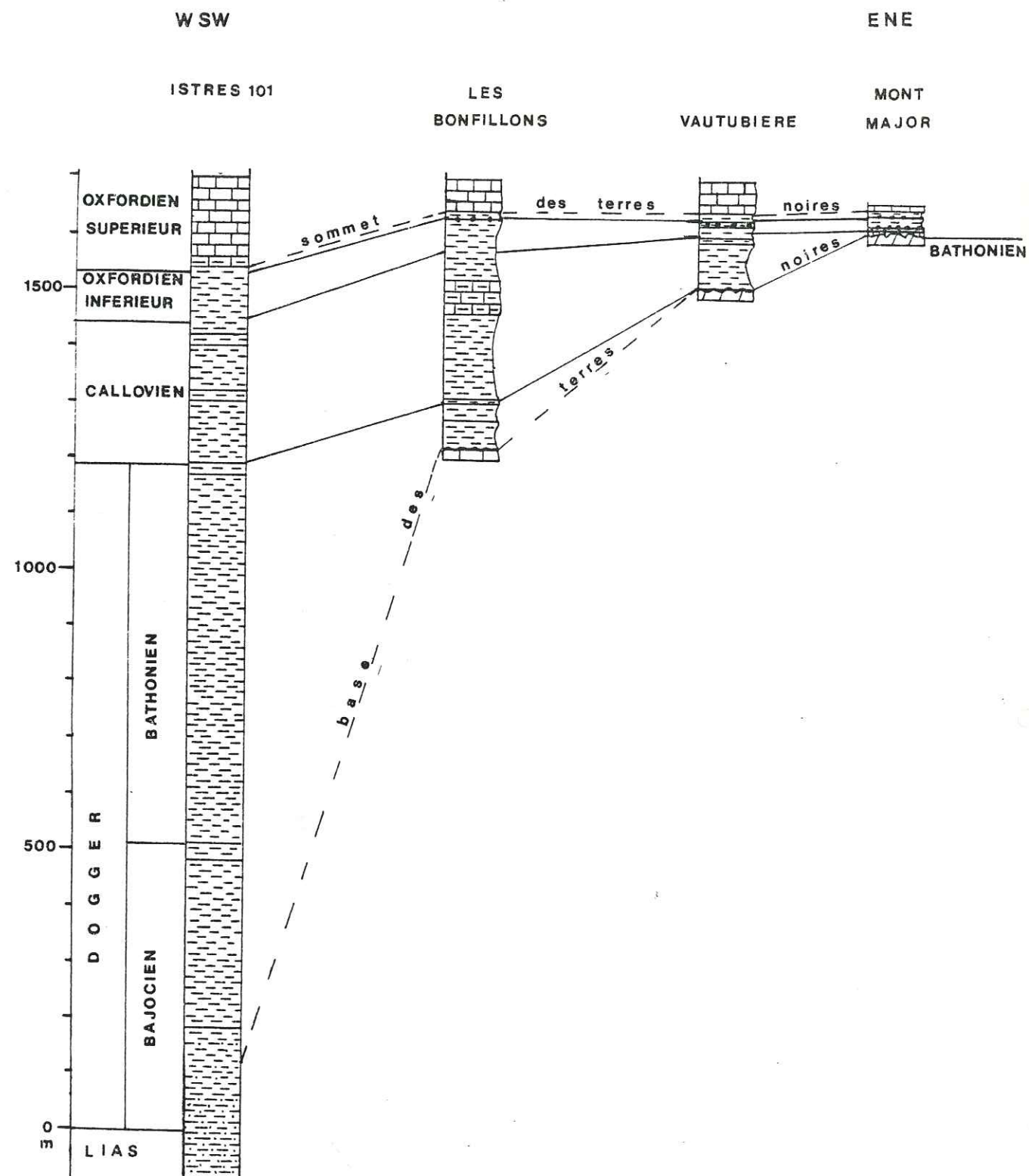


Fig. 19 : Profil du Jurassique moyen et supérieur entre Istres et Rians.

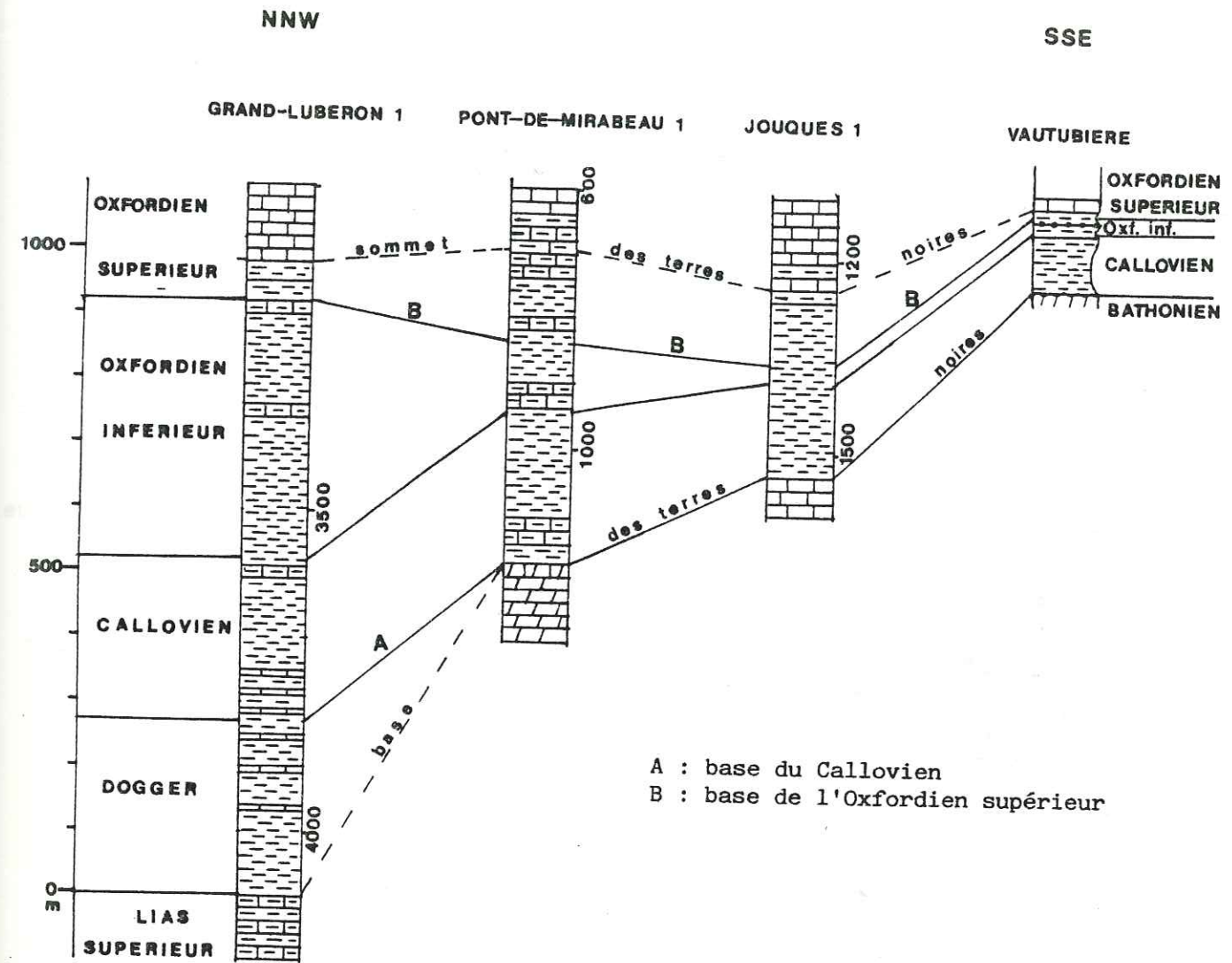


Fig. 20 : Profil du Jurassique moyen et supérieur entre Grand-Lubéron et Vautubière.

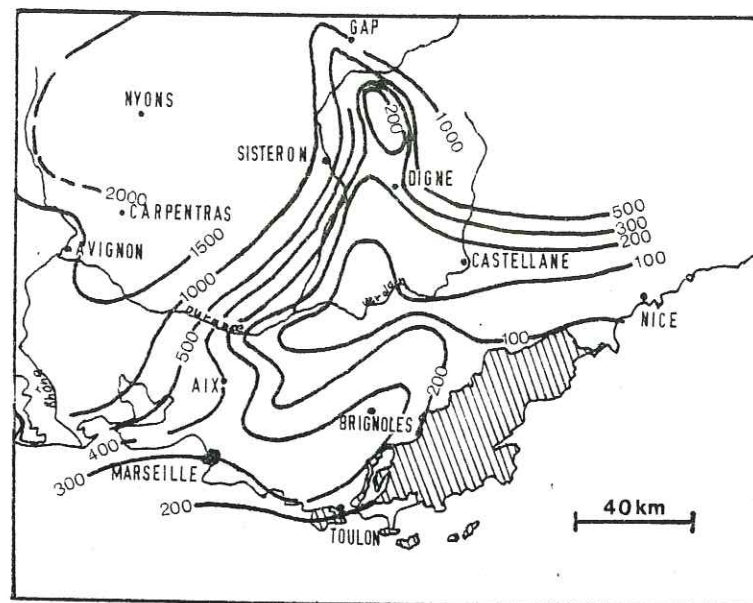


Fig. 21 : Isopaques du Lias marneux-Dogger d'après BAUDRIMONT et DUBOIS (1977). Le socle est figuré en trame oblique.

Une constante se dégage de ces cartes : les faibles épaisseurs sont localisées au Sud-Est et caractérisent le haut-fond du Moyen-Verdon, les fortes épaisseurs ont changé d'emplacement. On remarque en outre la présence d'une zone basse locale dans la région d'Eguilles 1 et de Rognes 1 qui peut correspondre à l'individualisation d'un petit bassin à l'Oxfordien inférieur.

4.- CONCLUSION

Les corrélations stratigraphiques montrent que la région provençale est composée de deux parties : un bassin subsident au Sud-Ouest (ISTRES101) et au Nord (Grand-Luberon 1, Les Angles 1) et une zone haute au Sud-Est : le haut-fond du Moyen-Verdon (Jouques 1 et Mont-Major). Au Callovien, les vitesses de sédimentation sont importantes à l'Ouest le long d'une ligne Istres 101 - Les Bonfillons - Grand-Luberon 1 (50 à 55 m/Ma), elles sont faibles à l'Est (30 à 18 m/Ma).

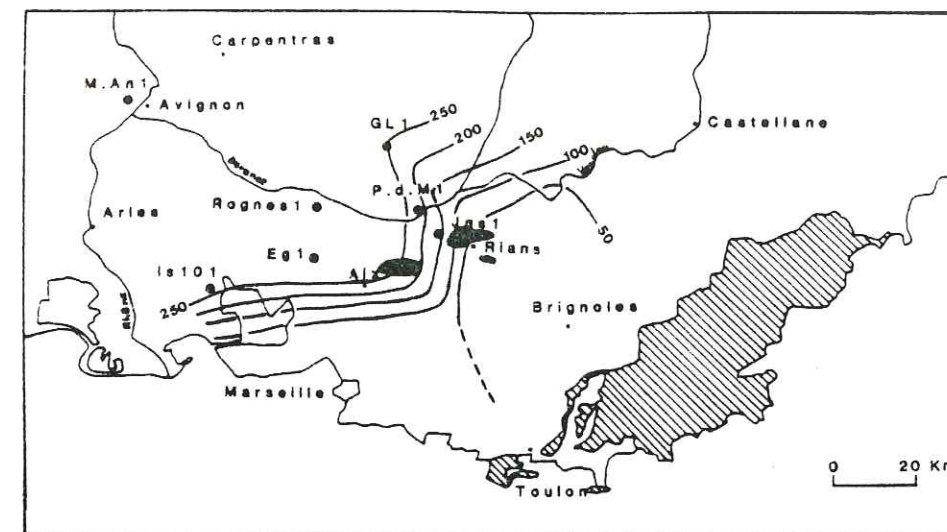
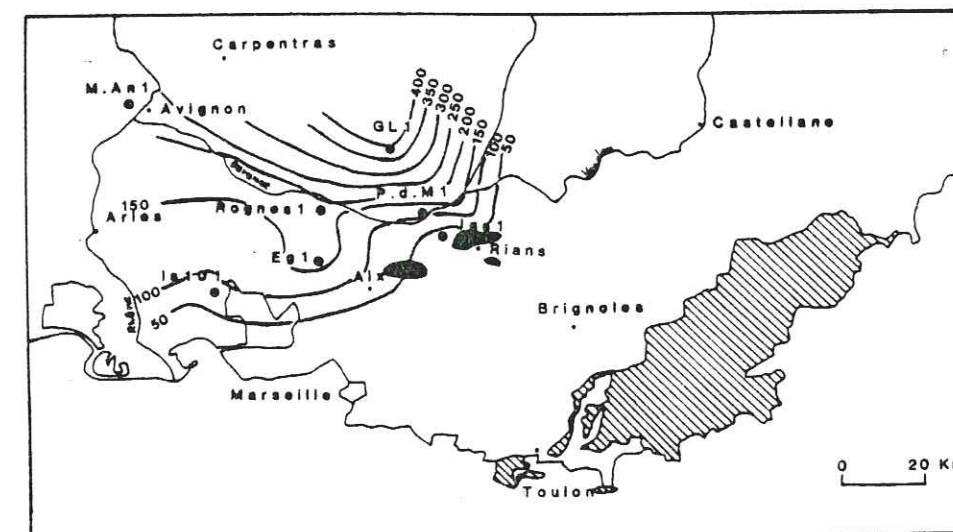


Fig. 22 : Isopaques du Callovien.



• sondages
• affleurements

Fig. 23 : Isopaques de l'Oxfordien inférieur.

DEUXIEME PARTIE.

SEDIMENTOLOGIE
MINERALOGIE ET GEOCHIMIE

CHAPITRE I

ETUDE PETROGRAPHIQUE

INTRODUCTION

Pour l'étude pétrographique des faciès carbonatés, nous avons utilisé plusieurs nomenclatures :

- pour les éléments figurés, celles définies par FOLK (1962), les sédimentologues d'Elf-Aquitaine (1975) et PURSER (1980) ;

- pour les textures, celle définie par DUNHAM (1964).

Les principaux éléments figurés rencontrés dans les faciès étudiés sont les bioclastes, les lithoclastes (agrégats, extraclastes, intraclastes), les oolithes, les pellets et les pelles. Les pellets sont considérés comme des éléments d'origine fécale ; le terme de pelles désignant alors tous les grains carbonatés cryptocristallins de forme régulière quelle que soit leur origine (PURSER, 1980).

Le liant est constitué par de la calcite, rarement la dolomite. La calcite est soit une micrite, cristaux de taille inférieure à 10 μm , soit une sparite avec des cristaux de taille supérieure à 80 μm . La calcite de taille intermédiaire, comprise entre 10 et 80 μm (microsparite), est aussi fréquente dans les faciès rencontrés.

Les relations entre les grains (TAYLOR, 1950) peuvent être de nature variée :

- contacts inexistants, les grains sont dits flottants,
- contacts tangentiels ou longs, les relations entre les grains sont réduites,
- contacts concavo-convexes ou suturés, les grains sont étroitement liés.

I. - LES DIFFERENTS LITHOFACIES

Les terres noires sont caractérisées par une grande monotonie de microfaciès. Les variations rencontrées sont souvent dues à l'intercalation de bancs calcaires et à l'abondance relative de certains bioclastes. Dans le but de mieux caractériser l'évolution de la sédimentation, les calcaires qui précèdent et qui terminent la formation des terres noires ont été également étudiés.

L'étude des microfaciès a été complétée par l'analyse au microscope électronique à balayage (MEB) de quelques échantillons de faciès marneux et de calcaires fins où l'étude au microscope optique ne révèle qu'un fond argilo-micritique.

La combinaison des observations au microscope optique et au microscope électronique à balayage a ainsi permis de définir six faciès différents dans le Jurassique moyen et supérieur :

- le faciès à "microfilaments",
- le faciès marneux fin à rares bioclastes, typique des terres noires,
- le faciès calcaire micritique,
- le faciès calcaire à oolites et pellets,
- les faciès noduleux et bréchiques,
- le faciès calcaire à entroques.

A. - LE FACIES A MICROFILAMENTS

Le faciès à microfilaments est fréquent dans le Bathonien supérieur marneux et calcaire. Ces éléments figurés caractéristiques se rencontrent aussi dans le Callovien, mais en proportion beaucoup moins importante.

1) Les éléments figurés (pl. 1, ph. 1)

Ils sont généralement dispersés et peuvent parfois présenter lorsqu'ils sont jointifs des contacts longs (TAYLOR, 1950). Aux côtés des microfilaments (10 à 30%), on observe des radiolaires, des foraminifères benthiques (*Glomospira*, Lagenidae) (2 à 5%) et des spicules de spongiaires à canal central (2%). Les rares grains de quartz sont de petite taille (20 à 50 μ m). Quelques feldspaths et débris phosphatés sont présents. La pyrite abondante apparaît en micronodules aussi bien sur les débris que sur le ciment.

Les microfilaments ayant en général une longueur de 1 mm environ sont rangés parallèlement à la stratification soulignant ainsi le litage de la roche. Ils se révèlent au M.E.B. (pl. 1, ph. 2 et 3) constitués d'une couche de calcite lamellaire et d'une couche de calcite prismatique. Leur dimension, leur forme et leur microstructure semblent caractéristiques des lamellibranches. Ils sont attribuables à des lamellibranches à tests fins, les Posidonomyes ou Posidonies (TEMPIER, 1972 ; ROGER, 1977 ; FISHER, 1980). Ces organismes épiplanctoniques vivaient d'après ROGER (1977) fixés sur des algues ou des bois flottants ; abondants, ils indiqueraient l'existence d'un milieu marin ouvert.

La silice des spongiaires et des radiolaires est en partie remplacée par la calcite (sparite ou/et microsparite).

2) Le liant

Il apparaît au microscope optique constitué de deux types de calcite. Les zones sombres du microfaciès sont caractérisées par la présence d'une matrice formée d'agglomérats micritiques de 30 à 70 μ m de diamètre, englobant de petits quartz détritiques et des microfilaments. L'examen de cette matrice au M.E.B. révèle en plus de la calcite la présence de minéraux argileux et de rares coccolithes mal conservés. Les zones claires du microfaciès montrent une recristallisation en microsparite qui affecte à la fois la matrice et les bioclastes.

Les marnes à microfilaments présentent tous les intermédiaires entre des mudstones, des wackestones ou des packstones suivant l'abondance des éléments figurés.

B. - LE FACIES MARNEUX A RARES BIOCLASTES

Il présente une grande extension géographique et stratigraphique, du Bathonien supérieur à l'Oxfordien supérieur.

1) Les éléments figurés

Ils constituent moins de 10% de la roche ; ils se présentent dispersés et sont représentés par des :

- foraminifères benthiques (Lagenidae, *Spirillina* sp., *Nodosaridae*),
- spicules de spongiaires calcitisés,
- rares radiolaires,
- débris d'échinodermes,
- tests de Posidonomyes, plus rares et moins longs que dans le faciès précédent. Le nannoplancton existe sous forme de coccolithes (pl. 1 ph. 4) et de diatomées.

2) La matrice

Une matrice argilo-calcaire, micritique souvent grumeleuse présentant quelques agrégats analogues à ceux décrits dans le faciès précédent (pl. 1, ph. 5). La roche est constituée de lamines claires, riches en calcite, et de lamines sombres, plus pauvres en calcite, mais où les argiles et la matière organique sont abondantes. Ce faciès peut être qualifié de mudstone argileux. Des plages de silice se développent parfois aussi bien sur les organismes que dans la matrice ; elles sont cependant rares dans le faciès marneux des terres noires.

Le faciès présente des variations latérales et verticales : il est localement dolomitisé, par exemple dans le secteur du Mont Major ; il passe alors à des dolomies constituées par des petits rhomboèdres de dolomite, de 20 à 50 μ m, ayant une répartition homogène dans la roche. Lorsqu'on s'élève dans la série des Bonfillons (Oxfordien inférieur), la proportion de foraminifères augmente et les espèces changent avec apparition des *Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina*, *Marginula*, *Spirillina*. La glauconie est présente en proportion notable et l'on observe toujours de la pyrite.

La finesse et la monotonie du microfaciès ont nécessité une approche complémentaire au microscope électronique à balayage (M.E.B.). Cette analyse révèle la prédominance de minéraux argileux xénomorphes (pl. 1, ph. 7) vraisemblablement d'origine détritique. L'analyse chimique qualitative par fluorescence X (tabl. IV), conduit à distinguer des argiles de type illite, ou chlorite, révélées par la présence du potassium (pl. 1, ph. 8) ou celles de magnésium et de fer (pl. 1, ph. 6).

De plus, les observations au M.E.B. ont permis de déceler la présence de feldspaths, qui ont des formes automorphes et qui sont donc probablement authigènes et d'éléments détritiques avec des glauconies et des quartz.

P L A N C H E I

-O-O-

Le faciès à microfilaments et le faciès marneux à rares bioclastes

1 - Vue d'ensemble du faciès à microfilaments au microscope optique ; ce faciès est constitué par des microfilaments (m), des radiolaires calcifiés (r) et des foraminifères benthiques (f). Bathonien supérieur des Bonfillons.

2 - 3 - Vue d'un microfilament au microscope électronique à balayage ; ces bioclastes sont constitués d'une couche de calcite lamellaire (l) et d'une couche de calcite prismatique (p) caractéristique des lamellibranches.

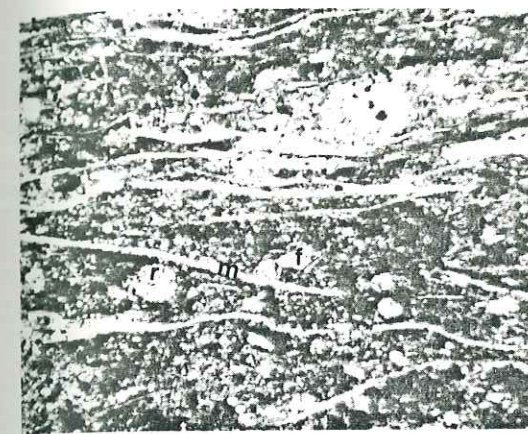
4 - Coccolithe observé au microscope électronique à balayage. Faciès marneux à rares bioclastes. Callovien inférieur des Bonfillons.

5 - Agrégat micritique observé au microscope électronique à balayage. Faciès marneux à rares bioclastes du Callovien des Bonfillons.

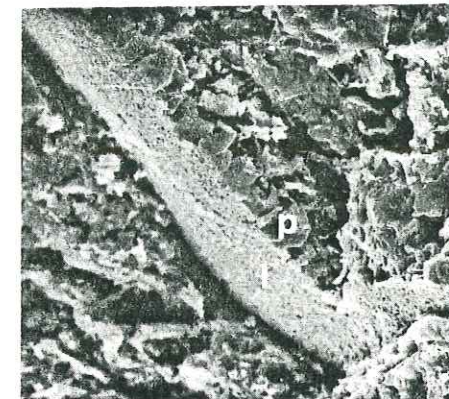
6 - Observation au microscope électronique à balayage d'un minéral argileux probablement de la chlorite : l'analyse qualitative par fluorescence X montre la présence de Al, Fe et Mg. Oxfordien inférieur des Bonfillons.

7 - Vue d'ensemble du faciès marneux à rares bioclastes au microscope électronique à balayage.

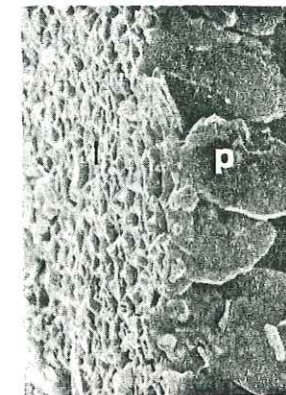
8 - Observation au microscope électronique à balayage d'un minéral argileux, probablement de type illite : l'analyse chimique par fluorescence X montre la présence de Al et K. Callovien inférieur des Bonfillons.



1 [250 μm]



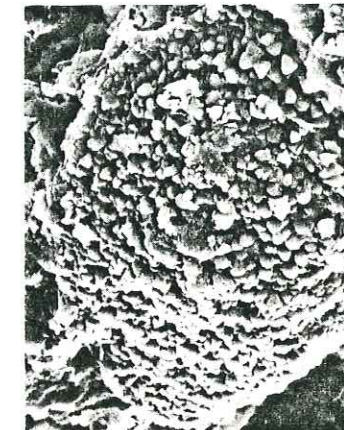
2 [20 μm]



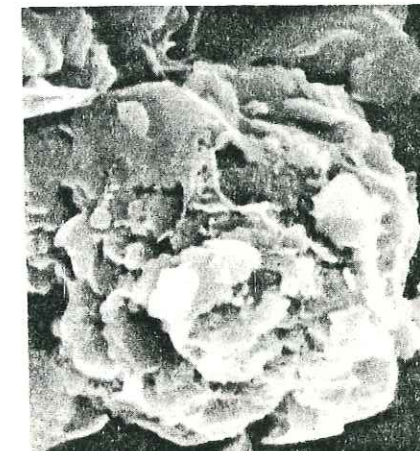
[5 μm] 3



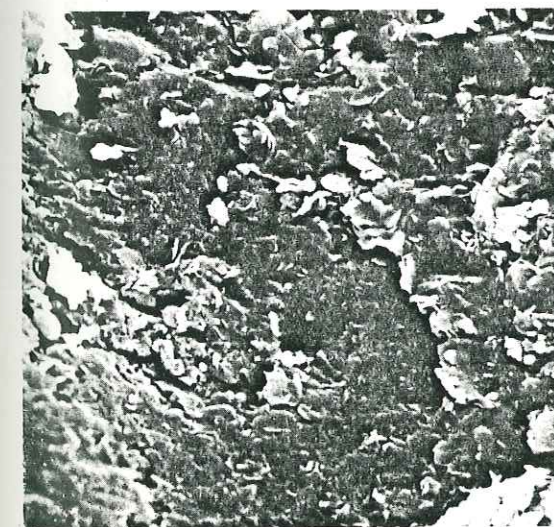
[1 μm] 4



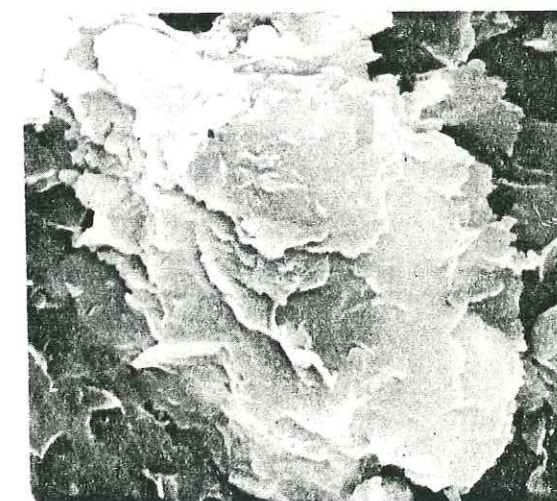
[20 μm] 5



[2 μm] 6



[5 μm] 7



[2 μm] 8

n ^{OS} photos	Si	Al	Fe	Mg	K	Ca
7	1917	313	O	O	238	509
8	858	184	759	627	O	5968

Tabl. IV : Intensité des pics des éléments chimiques à la fluorescence X.

En conclusion, on peut dire que le faciès marneux, caractéristique des terres noires, correspond à un milieu de faible énergie et réducteur. Ce milieu est plus calme et plus confiné que le faciès à microfilaments, les organismes y sont moins abondants. On constate la rareté des radiolaires et celle des microfilaments qui disparaissent définitivement au Callovien supérieur.

C. - LES CALCAIRES MICRITIQUES

Les calcaires micritiques constituent la majorité des intercalations des marnes du Bathonien supérieur, du Callovien et de l'Oxfordien, mais aussi les calcaires à débit noduleux du sommet du Callovien inférieur et les calcaires de l'Oxfordien supérieur.

Les éléments figurés de la roche sont constitués par des foraminifères benthiques (1 à 5%) dans la majorité des intercalations calcaires du Bathonien supérieur et du Callovien : *Lagenidae*, *Spirrulina sp.*, *Nodosaridae*, *Miliolidae*. Des organismes pélagiques apparaissent à l'Oxfordien (*Globochaete*, Proto-globigerines), mais sont toujours associés aux formes benthiques. Les autres bioclastes rencontrés dans ces calcaires sont des spicules de spongiaires (1%), des débris d'échinodermes (Crinoïdes, Ophiures), des radiolaires et des tests fins de lamellibranches (1%). La proportion de radiolaires augmente à l'Oxfordien supérieur. Le quartz est rare et se présente en grains détritiques de petite taille (10 à 30 µm). Des feldspaths automorphes s'observent dans certains bancs du Bathonien et du Callovien. La pyrite est présente, mais elle est moins abondante que dans les marnes.

Ces roches, par l'abondance des éléments figurés, ne diffèrent des marnes que par la proportion d'argiles. Ce sont des mudstones typiques, cependant la matrice micritique est parfois recristallisée en microsparite. Dans ce faciès, deux types de micrites ont été reconnus :

1) Les micrites homogènes.

Les micrites homogènes ont été reconnues au Bathonien et au Callovien où elles constituent la majorité des intercalations calcaires des marnes. La

P L A N C H E I I

-O-O-O-

Les calcaires micritiques et le faciès calcaire à oolithes et pellets

9 - Micrite homogène, formée de cristaux de calcaires isométriques juxtaposés, observée dans les intercallations calcaires des marnes callovien-
nes. Microscope électronique à balayage.

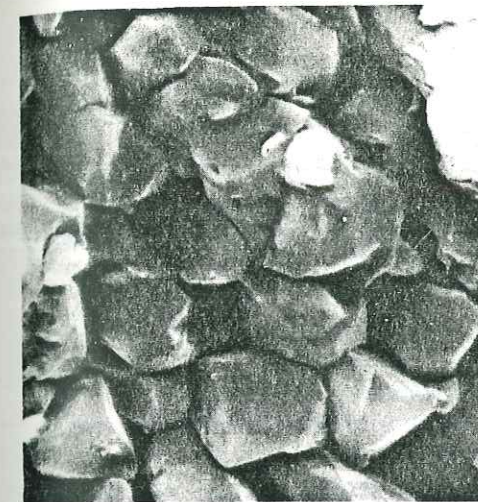
10 - Micrite grumuleuse vue au microscope électronique à balayage, constitué de petits grumeaux micritiques. Calcaire à débit noduleux du Cal-
lovien des Bonfillons.

11 - Détail de la photo n° 10 : les cristaux de calcite montrent des bords déchiquetés et des contacts engrenés entre eux, de plus on observe une po-
rosité (p) probablement due à des phénomènes de dissolution.

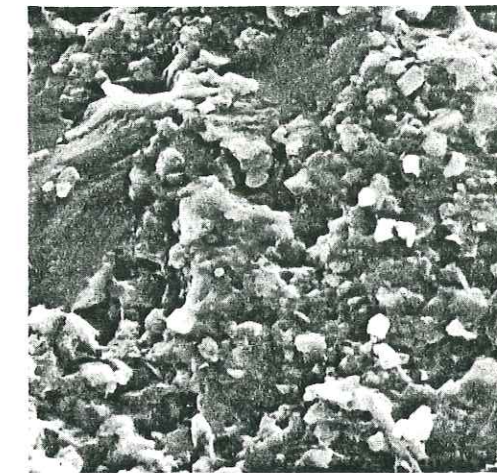
12 - Marcassite observée au microscope électronique à balayage. Oxfordien inférieur du Mont Major.

13 - Pyrite observée au microscope électronique à balayage. Cette pyrite est associée à la marcassite dans ce faciès. Oxfordien inférieur du Mont Major.

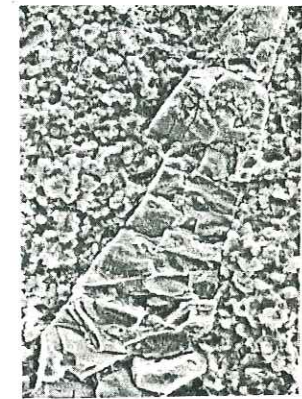
14 - 15 - 16 - Microfaciès du banc biodétritique des Bonfillons (éch. 171) montrant le granoclassement vertical : 14 : base du banc, 15 : milieu du banc, et 16 : sommet du banc.



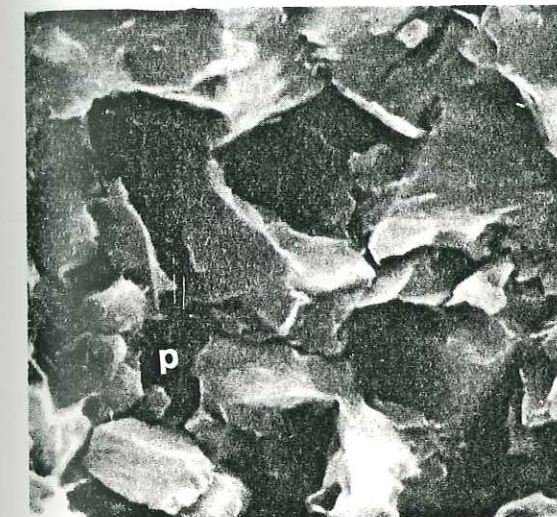
2 μm 9



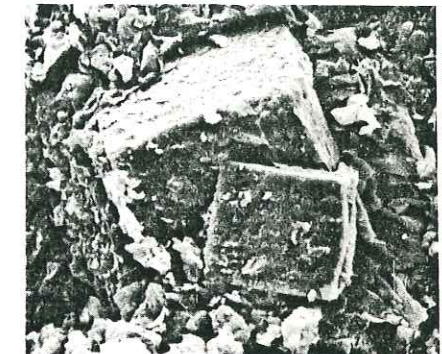
10 μm 10



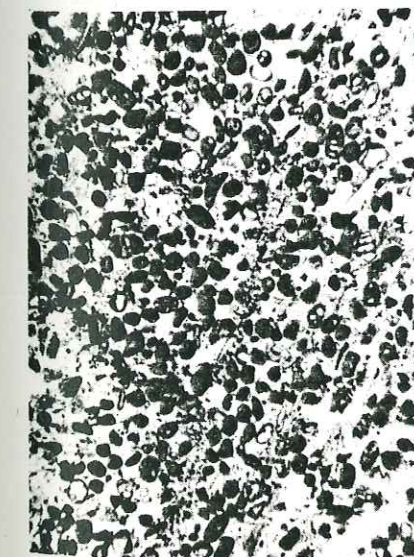
12 25 μm



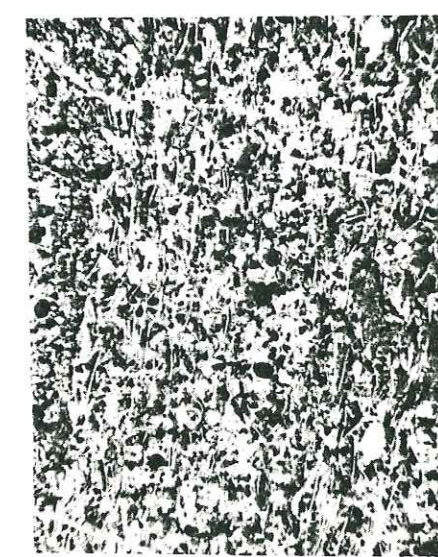
11 2 μm



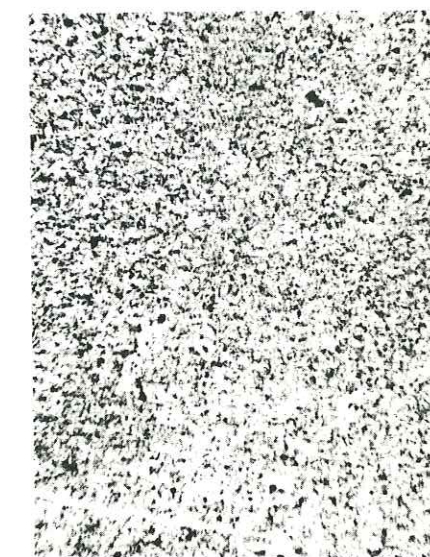
13 10 μm



14



15 500 μm



16

matrice apparaît au M.E.B. constituée de grains isométriques et étroitement juxtaposés de calcite dont les cristaux ont une taille d'environ 5 μm (pl. 2, ph. 9).

2) Les micrites grumeleuses.

Les micrites grumeleuses se trouvent dans les calcaires à débit noduleux du Callovien et dans l'Oxfordien supérieur des Bonfillons. La matrice présente alors une texture irrégulière formée de grumeaux de 2 à 5 μm . Ces micrites apparaissent au M.E.B. constituées de cristaux aux bords déchiquetés souvent non jointifs montrant une porosité intergranulaire probablement due à des phénomènes de dissolution (pl. 2, ph. 10 et 11).

Localement, comme au Mont-Major, les calcaires micritiques renferment aux côtés de la pyrite de la marcassite, identifiée par les rayons X. La marcassite se présente en cristaux allongés de 100 à 300 μm (pl. 2, ph. 12), fibreux à prismatiques, à éclat métallique semblable à celui de la pyrite ; celle-ci montre des cristaux cubiques de 10 à 20 μm de côté (pl. 2, ph. 13). La marcassite se forme dans un milieu acide, alors que la pyrite se forme de préférence dans un milieu alcalin ; les deux minéraux exigent des conditions réductrices de milieu. La marcassite a dû se former après la pyrite, car elle constitue la forme la moins stable, peut-être par transformation de la pyrite quand le milieu est devenu moins alcalin comme le suggèrent DANA (1963) et KOSTOV (1968).

Les micrites grumeleuses révèlent une texture plus complexe que les micrites homogènes, cette différenciation plus marquée étant due aux transformations diagénétiques.

Les calcaires micritiques représentent un faciès caractéristique d'un milieu de faible énergie, mais communiquant plus largement avec la mer ouverte à l'Oxfordien supérieur comme l'indique l'apparition des foraminifères pélagiques et des radiolaires.

D. - LE FACIÈS CALCAIRE A OOLITHES ET PELLETS

Ce faciès a une extension géographique et stratigraphique limitée. On le rencontre uniquement dans le Bathonien supérieur de la Sainte-Victoire, aux Bonfillons et à Claps.

A Claps, les calcaires à oolites et pellets constituent une barre calcaire de 40 m d'épaisseur, formée de bancs massifs d'ordre métrique, se terminant par une surface durcie. Les calcaires à laminations intercalés dans les marnes du Bathonien, qui sont sous-jacents à la barre de Claps, formant des petits bancs (éch. 134-135) présentant le même faciès. Aux Bonfillons, les calcaires à oolites et pellets sont représentés par un mince lit calcaire de 5 cm d'épaisseur (éch. 171).

L'analyse pétrographique montre que, d'une région à l'autre, le micro-faciès peut présenter des variations.

1) Les Bonfillons.

Aux Bonfillons (L.M. 171), le faciès est granoclassé.

- A la base, les éléments sont relativement grossiers (pl. 2 , ph. 14) :

- . oolithes superficielles ayant une taille de 100 à 200 μm et pellets de même dimension (30 à 35%),
- . foraminifères benthiques (2%) : Miliolidae, Trocholines, Textularidae,
- . fragments d'algues : Dasycladacées en faible proportion,
- . nodules algaires à structure concentrique irrégulière (1%),
- . quartz détritiques anguleux parfois polycristallins ayant une dimension de 100 à 150 μm (2%),
- . quartz bipyramidés et feldspaths automorphes (1%),
- . rares microfilaments.

La pyrite est présente en micronodules dans les oolithes et semble souligner le cortex. Les éléments sont généralement jointifs avec des contacts tangentiels à longs (TAYLOR, 1950). Le ciment est constitué par de la calcite sparitique ; la roche est donc un grainstone.

- A la partie supérieure, la taille des éléments diminue, mais la nature des constituants organiques change très peu (pl. 2 , ph. 15) :

- . pellets d'une taille allant de 40 à 60 μm constituant l'élément figuré dominant (20 à 30%),
- . rares oolithes (80 μm),
- . microfilaments (Posidonomyes) abondants (10%) et orientés parallèlement à la stratification,
- . radiolaires (1%),
- . quartz de plus petite taille (40 μm) avec une proportion de 1%.

Les éléments sont jointifs à non jointifs ; la matrice est généralement micritique, rarement sparitique. La roche est donc un packstone à wackestone.

- Tout-à-fait au sommet du banc (pl. 2 , ph. 16), le microfaciès est fin, la roche est un mudstone argileux : les oolithes et les pellets sont absents, les grains de quartz sont très petits (10 à 20 μm), les foraminifères benthiques sont présents. Ce faciès est identique au faciès typique des terres noires.

Dans ce banc calcaire, on passe donc, de bas en haut, en 5 cm d'épaisseur, d'un milieu agité (grainstone) à un milieu d'énergie modérée (packstone à wackestone), puis au sommet à un milieu de faible énergie (mudstone).

2) Claps.

- A Claps, les bancs biodétritiques à laminations qui affleurent au-dessous de la barre calcaire (éch. 134-135) montrent un faciès équivalent à celui décrit aux Bonfillons, mais il faut noter quelques différences dans l'assemblage des éléments figurés :

- . pellets (15%), plus abondants que les oolithes (5%),
- . foraminifères (Lagenidae, Spirillina sp.) (2%),
- . rares radioles d'oursin,
- . grains de quartz détritiques (5%) d'une dimension de 40 à 150 μm ,
- . microfilaments disposés parallèlement au litage,
- . spicules de spongiaires,
- . rares grains de glauconie,
- . quelques plagioclases,
- . paillettes de muscovite (2%).

La pyrite se présente en micronodules sur les éléments figurés.

Le liant montre des plages micritiques isolées au sein de domaines microsparitiques à sparitiques ; il provient donc de la recristallisation d'une micrite. Les éléments sont jointifs avec des contacts tangentiels, la roche est un packstone.

On peut voir sur un de ces bancs (éch. 134, pl. 3 , ph. 17) le contact entre deux faciès différents : à la base, un faciès fin à rares bioclastes (tests fins, foraminifères benthiques) et quartz, montrant une matrice micritique non recristallisée, et au sommet un faciès identique à celui décrit ci-dessus (éch. 135). Le contact entre les deux parties est ferrugineux et montre un microravinement du faciès de base.

- Au-dessus, dans la barre calcaire de 40 cm, le faciès à oolithes et pellets ne présente pas de granoclassement net, mais on note une légère diminution de la taille des oolithes vers le haut. Les éléments qui constituent la roche sont les mêmes que dans la partie grossière du banc des Bonfillons avec en plus des débris d'échinodermes et des tests de brachiopodes. Ils sont jointifs avec des contacts concavo-convexes et suturés (TAYLOR, 1950). Le ciment est sparitique, localement micritique. Cette roche peut être définie comme un grainstone ou un packstone à oolithes et pellets.

Ce faciès appelle quelques commentaires ; en effet, les oolithes superficielles possèdent un nucléus de grande taille et de nature variée, tel que grains de quartz mono ou polycristallins, pellets ou bioclastes. Les phénomènes diagénétiques, tels que la compaction, l'authigenèse du quartz et des feldspaths, la recristallisation des oolithes sont fréquents. Cette recristallisation affecte le quartz des nucléus et la pyrite. Ceci prouve l'antériorité

P L A N C H E I I I

-O-O-O-O-

Les faciès noduleux et bréchiques

17 - Contact entre une partie micritique fine (f) et une partie plus grossière (g) micritique à sparitique, comprenant de nombreux bioclastes. Le contact entre les deux parties montre un léger ravinement. Calcaire à lamination du Bathonien supérieur de Claps.

18 - Cristaux de gypse observés au microscope électronique à balayage dans les nodules jaunâtres de l'Oxfordien inférieur du Mont-Major.

19 - Goethite : la forme cubique montre que ce minéral s'est formé par oxydation de la pyrite ; nodules jaunâtres de l'Oxfordien inférieur du Mont-Major.

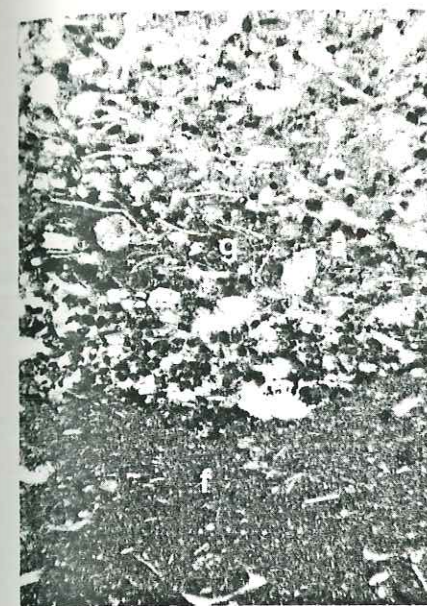
20 - Niveau bréchique de la Vautubière vu au microscope optique. Il est constitué d'une partie micritique claire (c) et d'une partie micritique sombre comprenant des nodules (n) plus ou moins individualisés et des pores (p). Oxfordien inférieur de la montagne de Vautubière.

21 - Niveau bréchique de la Vautubière. Observation au microscope optique du passage continu entre la plage micritique claire (c) et la partie sombre à nodules (n) pouvant être attribuée à un terrier (t).

22 - Niveau bréchique de la Vautubière. Oxyde de fer (goethite) observée au microscope électronique à balayage sur les cristaux de calcite bordant les vides de la partie sombre à nodules.

23 - Détail de la photo n°22.

24 - Faciès calcaire à entroques observé au microscope optique et constitué par des entroques (e) montrant une bordure micritique sombre (m) : processus de micritisation. Bathonien de la montagne de Vautubière.



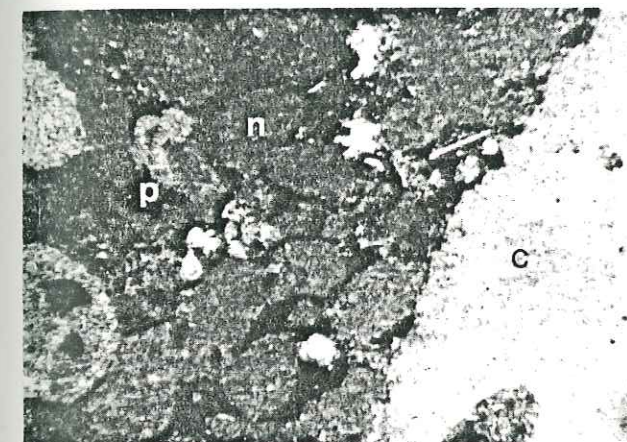
500 μm 17



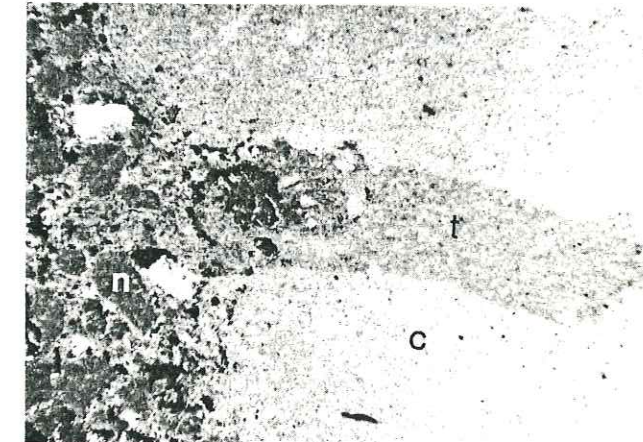
100 μm 18



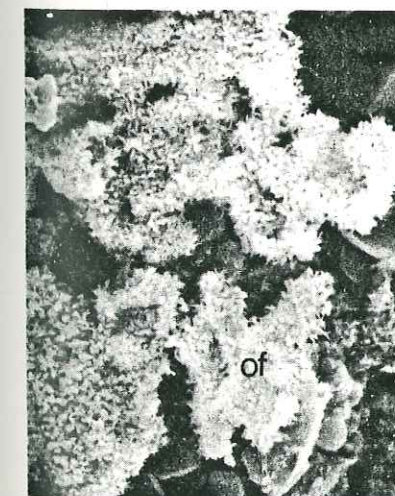
10 μm 19



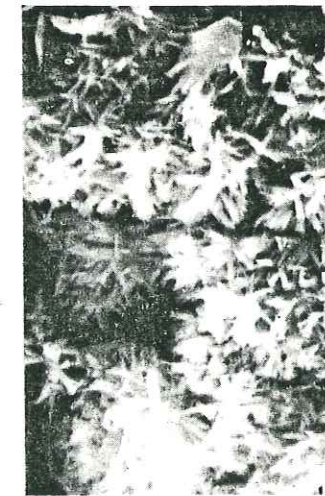
500 μm 20



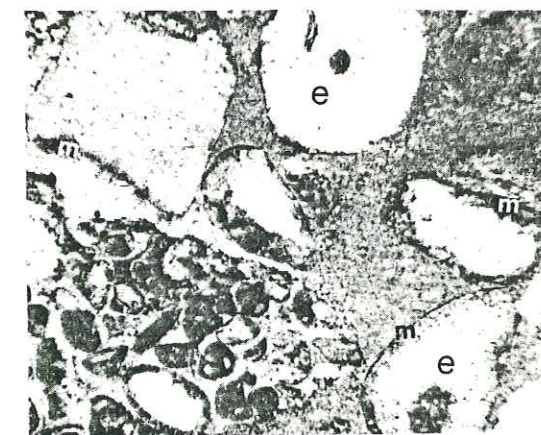
500 μm 21



10 μm 22



2 μm 23



500 μm 24

de la pyrite par rapport au processus de sparitisation.

En conclusion, le niveau oolithique des Bonfillons ravine les marnes sous-jacentes ; il est granoclassé et passe en continuité aux marnes sus-jacentes ; ce banc biodétritique se trouve dans un contexte de bassin à sédimentation de faible énergie. Tous ces faits confirment l'allochtonie de ce niveau oolithique. La présence de ce banc s'explique (TEMPIER, 1972) par un courant turbide ayant amené dans le bassin du matériel provenant du sommet d'une plate-forme située plus à l'Est. A Claps par contre, le caractère ravinant et granoclassé n'est pas aussi net et ces calcaires sont séparés des marnes supérieures par une surface durcie ; on note cependant que ce faciès présente des traces de remaniement. On peut donc dire que la région de Claps est plus proche de la plate-forme ou fait partie d'un domaine externe de la plate-forme.

E. - LES FACIES NODULEUX ET BRECHIQUE

1. - LES FACIES NODULEUX

Les nodules rougeâtres de forme irrégulière (5 à 10 cm de diamètre) intercalés dans les marnes de l'Oxfordien inférieur, constituent un niveau repère en Provence.

a) Les Bonfillons et Vautubière.

Aux Bonfillons et à la montagne de Vautubière, le microfaciès de ces nodules comprend des foraminifères benthiques (2%) comme des Lagenidae, Spirillina sp., Nodosaridae, des foraminifères pélagiques (1%) comme des Globobulimina et des protoglobigerines, des tests de lamellibranche, des débris d'échinodermes (1%), de nombreux petits quartz détritiques (2 à 5%) ayant une dimension de 10 à 60 μ m, de la glauconie, des intraclastes micritiques, quelques débris phosphatés, la pyrite est rare et souvent oxydée en goethite.

Les éléments sont dispersés dans une matrice micritique, la roche est un mudstone.

b) Mont-Major.

Au Mont-Major, les nodules jaunâtres sont constitués par de gros cristaux de gypse (pl. 3, ph. 18) associés à des cristaux de goethite, de pyrite et de glauconie.

L'observation microscopique montre une précipitation de cristaux de calcite fibreuse dans les pores. Les cristaux de gypse contiennent de nombreuses inclusions de petits cubes de pyrite oxydée. La présence de la goethite, confirmée par l'analyse par diffraction des rayons X et par fluorescence X donne à la roche sa couleur ocre. On remarque, en outre, que la goethite (pl. 3, ph. 19) a une forme cubique, ce qui démontre l'épigénie à partir de la pyrite.

L'étude des nodules montre que la ferruginisation se fait préférentiellement à partir des fissures et que cette ferruginisation n'est pas homogène dans tout le nodule.

Les nodules du Mont-Major étaient à l'origine très pyriteux, tandis qu'il est rare d'observer de la pyrite dans les nodules rougeâtres des Bonfillons et de la Montagne de Vautubière. On peut donc penser que les milieux étaient différents à l'Oxfordien inférieur, plus réducteurs au Mont Major qu'aux Bonfillons et à la Montagne de Vautubière.

2. - LE NIVEAU BRÉCHIQUE DE VAUTUBIÈRE

À Vautubière (fig. 24, éch. 191), les faciès noduleux rougeâtres sont directement surmontés par un niveau bréchique de 20 cm d'épaisseur. Ce niveau est constitué de gros éléments (1 à 8 cm) de calcaire micritique, de couleur brun rougeâtre, emballés dans une partie poreuse de couleur ocre. Les fragments de calcaire micritique ont avec la matrice poreuse soit des contacts francs, soit des passages progressifs de l'un à l'autre. Les fragments de calcaire micritique sont percés de nombreuses petites sections remplies ou non d'une matrice ferrugineuse.

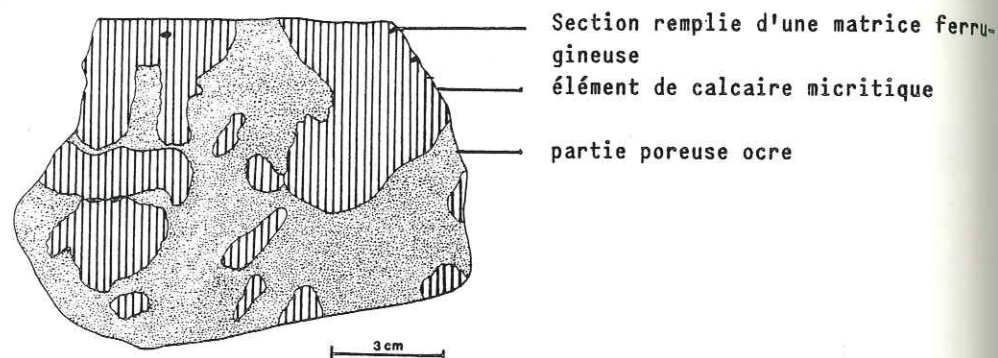


Fig. 24 : Niveau bréchique : aspect macroscopique.

Le microfaciès de ce niveau bréchique fait ressortir deux parties (pl. 3, ph. 20) :

- une grande plage de micrite claire correspondant aux gros éléments,
- une partie constituée de nodules micritiques sombres correspondant à la partie poreuse.

a) La plage micritique claire.

Elle est pratiquement dépourvue d'éléments figurés, mais on y remarque des rares tests fins, des foraminifères benthiques, des ostracodes, des débris d'échinodermes, de rares grains de glauconie et grains de quartz détritiques de 10 à 30 μm de dimension, des gros nodules plus sombres et des gros nodules constitués par un mélange de fines particules de quartz, tests fins et d'un liant argilo-ferrugineux brun rougeâtre.

Cette grande plage micritique a un contour très irrégulier et présente souvent en bordure une frange sombre, de quelques centaines de microns d'épaisseur, localement interrompue par des fissures et des perforations.

b) Les nodules micritiques sombres.

La grande plage micritique décrite ci-dessus, est entourée par des nodules micritiques sombres qui ont la même texture que la frange ou que les nodules qu'on trouve à l'intérieur de la plage micritique claire. Ces nodules ont une forme plus ou moins irrégulière et ont une dimension comprise entre 0,5 et 1 mm. On observe tous les intermédiaires entre des nodules complètement isolés, des nodules reliés par des ponts constitués par le même matériel, et des nodules reliés à la frange micritique sombre qui entoure la plage claire. Entre les nodules et les ponts qui les relient entre eux, on a soit des vides sinueux soit des éléments figurés comme des foraminifères (*Spirulina* sp., Lagenidae), de gros tests de lamellibranches, des entroques, des grains de glauconie de 100 à 300 μm de diamètre, des rares quartz détritiques, et des grains de phosphates. Le liant est une matrice argilo-ferrugineuse brun rougeâtre, comme dans certains nodules déjà décrits à l'intérieur de la plage micritique claire. Le passage progressif entre la partie noduleuse sombre et la plage micritique claire est observé (pl. 3, ph. 21).

c) Interprétation.

D'après les observations, il semble logique de considérer que cet assemblage (plage micritique claire - nodules micritiques sombres) résulte d'un fouissage d'une vase micritique plus ou moins consolidée, ce qui aboutit à sa perforation, à sa fissuration, à sa coloration par la matière organique liée aux organismes qui vivaient dans la zone de fouissage. Cette bioturbation s'accompagne de l'introduction de grains de phosphate, de glauconie, de bioclastes et d'un matériel argilo-ferrugineux. Les éléments figurés sont rares à l'intérieur du sédiment micritique originel (plage claire), mais sont très abondants dans la zone de fouissage.

L'observation au M.E.B. montre que les parois des vides sont cimentées par de la calcite micritique à microsparitique. Sur ces cristaux de calcite se développe de la goethite (pl. 3, ph. 22 et 23).

3. - CONCLUSION

Les conditions de formation du niveau bréchique, qui est en fait un niveau bioturbé (191) sont probablement liées à celles des nodules rougeâtres (190) sous-jacents. D'après BATHURST (1973), les nodules sont formés dans un sédiment lithifié par cimentation lente lorsque le sédiment est peu enfoui sur le fond marin ; les nodules par leur coalescence vont constituer un banc continu comme le niveau bioturbé (191). On observe de plus dans les nodules rougeâtres, un passage progressif entre un matériel argilo-ferrugineux - ressemblant à la zone noduleuse sombre du banc bioturbé - et la matrice micritique. À l'origine, ce banc bioturbé était probablement constitué de nodules calcaires de même nature, accolés, qui sont devenus coalescents par cimentation diagénétique. Ces niveaux noduleux et bréchiques peuvent correspondre à un ralentissement de la sédimentation carbonatée ou marneuse, ce qui a entraîné une condensation de la faune de la zone à Cordatum et Plicatilis. Les bioturbations et les éléments bioclastiques : ostracodes, foraminifères benthiques, peuvent caractériser un milieu marin de plate-forme.

F. - LE FACIES CALCAIRE A ENTROQUES

Dans les coupes étudiées, les calcaires à entroques se localisent dans le Bathonien supérieur de la Montagne de Vautubière, dans le Bathonien supérieur et le Callovien du Mont-Major.

Au microscope optique (pl. 3, ph. 24), la majorité des éléments figurés rencontrés sont des débris de crinoïdes (entroques) (30%). Ils sont associés à des débris d'ophiures, à de gros débris de tests de lamellibranches et de brachiopodes (1%), à des foraminifères benthiques (*Cristellaria* sp., *Nodosaria* sp., *Nubecularia* sp.) (5%), de rares spicules de spongiaires, des lithoclastes micritiques, des agrégats d'oolithes et de rares petits quartz détritiques (20 à 40 µm). Il faut signaler en outre, la présence de micronodules de goethite dans la matrice et en bordure des entroques. Ces micronodules suivent les joints stylolitiques (pl. 4, ph. 25).

La matrice de la roche est micritique, les éléments sont jointifs à non jointifs. Lorsqu'ils sont jointifs, ils montrent des contacts tangentiels. Ces roches peuvent se classer dans les wackestones à packstones.

Les entroques ont été affectées par une micritisation qui se manifeste à leur périphérie. La micrite, de couleur plus sombre que celle de la matrice tend à oblitérer la structure de l'entroque. Les calcaires à entroques renferment des fragments de roches tels que les agrégats d'oolithes, qui ont une composition différente et une micrite plus sombre que celle du sédiment encaissant. Ces agrégats, étrangers au milieu de sédimentation, proviennent probablement d'un milieu différent. La présence de stylolithes ayant coupé une partie des entroques (pl. 4, ph. 25) témoigne de l'existence de phénomènes de tassement importants. Les calcaires à entroques sont souvent dolomitisés comme au Mont-Major ; les niveaux dolomitisés ne sont pas continus, ils peuvent parfois alterner avec des bancs non dolomitiques.

II. - LES PROCESSUS DIAGENETIQUES

A. - INTRODUCTION

- Définition de la diagenèse :

Au sens le plus général, on appelle diagenèse toute modification qui affecte un sédiment. Les limites inférieure et supérieure de la zone de diagenèse n'étant pas tranchées, DUNOYER de SEGONZAC (1969) a recensé les définitions des diverses écoles. Cependant, pour la plupart des chercheurs, comme KRUBEIN (1947), PETTIJOHN (1957), FAIRBRIDGE (1967), la diagenèse comprend toutes les modifications naturelles du sédiment puis de la roche entre le dépôt final et l'introduction dans le métamorphisme ou l'altération météoritique. Dans cette définition sont inclus les phénomènes de compaction, de cimentation ou lithification, de dissolution, de recristallisation et d'authigenèse.

B. - ANALYSE DES PROCESSUS DIAGENETIQUES

Dans le paragraphe précédent concernant la description des lithofaciès,

nous avons observé de nombreuses modifications diagénétiques qui affectent les faciès marneux et calcaires qui sont :

- la glauconitisation,
- la micritisation,
- la cimentation,
- la recristallisation,
- la néoformation de minéraux automorphes,
- la dolomitisation.

1. - GLAUCONITISATION

La glauconie est présente du Callovien à l'Oxfordien inférieur, dans les marnes, les nodules rougeâtres et dans le niveau bréchique de la montagne de Vautubière. Elle se présente en grains verts isolés et en pigments verts qui colorent les tests des bioclastes.

L'observation au M.E.B. a permis de reconnaître la structure des grains de glauconie. L'extérieur du grain non usé montre parfois quelques écailles mais en général aucune structure (pl. 4, ph. 26). L'intérieur montre un lacis de lamelles enchevêtrées, plus ou moins ondulées (pl. 4, ph. 27) ; ces structures sont caractéristiques de la glauconite évoluée (ODIN, 1974 et 1975).

La glauconitisation constitue un phénomène très caractéristique de l'halmyrolyse (HUMMEL, 1922 *in* FAIRBRIDGE, 1967 et DUNOYER de SEGONZAC, 1969) qui affecte les sédiments fraîchement déposés et encore non enfouis. Les conditions chimiques dans lesquelles la glauconie se forme ont été discutées par Mc RAE (1972), qui donne une bibliographie importante sur la glauconitisation. D'après FAIRBRIDGE (1967), ce processus se produit dans un milieu marin de salinité normale, légèrement alcalin et en général peu réducteur ou semi-confiné (FAIRBRIDGE, 1967 ; ODIN, 1973 ; LAMBOY, 1976). La température minimale de formation de la glauconite a été estimée à 15°C. La profondeur de la glauconitisation est variable : dans les zones tropicales, elle se produit à une profondeur de 250 m, alors que dans les zones non tropicales à 30 m (PORRENGA, 1967 *in* FAIRBRIDGE, 1967).

Les idées antérieures sur la formation de la glauconie (BURST, 1958 ; HOWER, 1961) étaient que ce minéral se formait par transformation minéralogique à partir de smectites et de micas hérités. Par contre ODIN (1972, 1975) a montré que la glauconie ne pouvait dériver des micas, ni par altération, ni par transformation. LAMBOY (1976) a observé la formation de la glauconite par verdissement des paillettes de micas dans le plateau continental espagnol. Cet auteur qui a repris les idées d'ODIN, pense que la paillette de mica ne constitue qu'un support, le décollement des lamelles de clivage créant un micro-environnement semi-confiné dans lequel les phyllites néoformées vont cristalliser. D'autres supports peuvent également exister pour la glauconie, par exemple des débris coquilliers ou des grains de quartz.

Dans les terres noires, la glauconie apparaît dans des contextes différents. On la rencontre dans les marnes noires et dans les niveaux noduleux rouges et bréchiques qu'ils soient pauvres ou riches en pyrite. A priori, l'association de la glauconie avec des marnes noires pyriteuses est peu compatible avec la formation de ce minéral en milieu peu réducteur. D'ailleurs LAMBOY (1976) qui a beaucoup étudié les microenvironnements dans lesquels s'effectue la glauconitisation n'a jamais observé de pyrite à l'intérieur des grains verts ni trouvé d'indices de milieu très réducteur pour la formation de la glauconie.

P L A N C H E I V

-O-O-O-O-

Le faciès calcaire à entroques et l'évolution diagénétique

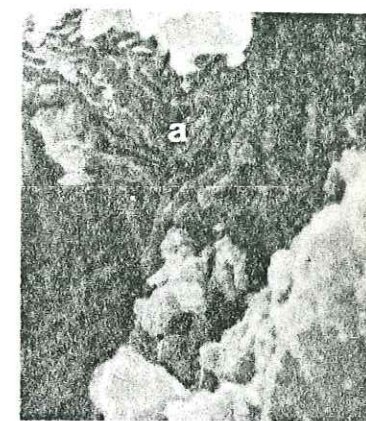
- 25 - Faciès calcaire à entroques montrant des entroques bordées par des micronodules de goethite et tronquées par la stylolitisation. Ces micronodules de goethite sont plus abondants à la périphérie du stylolithe que sur le pourtour du reste de l'entroque. Observation au microscope optique. Bathonien de la montagne de Vautubière.
- 26 - Observation au microscope électronique à balayage de la glauconie. Elle est formée à l'extérieur par des écailles (e) et des lamelles enchevêtrées (a). Callovien inférieur des Bonfillons.
- 27 - Détail de la photo n°26 montrant un lacis de lamelles enchevêtrées.
- 28 - Observation au microscope optique d'un radiolaire cimenté par de la calcite. Il est constitué d'une calcite microcristalline (m) à la bordure et par de la calcite de plus en plus grossière (g) quand on se dirige vers le centre du bioclaste. Faciès à microfilaments des Bonfillons.
- 29 - Cimentation dans les marnes à microfilaments : observation au microscope électronique à balayage d'un pore (p), rempli partiellement par de la calcite tabulaire (t) et par de la calcite en aiguilles (a).
- 30 - Détail de la photo n°29 montrant la calcite en aiguilles (a) devenant de plus en plus allongée quand on se dirige vers l'autre bordure du pore.
- 31 - Cimentation des pores (p) dans le niveau bréchique de la Vautubière. Cette photo donne une vue d'ensemble de la cimentation calcitique du pore. Observation au microscope électronique à balayage.
- 32 - Détail de la photo n°31. Les pores (p) sont cimentés par de la calcite de type en "dent de chien" (c) plus allongée vers le vide.
- 33 - Cimentation dans les calcaires à oolites de Claps. Observation au microscope électronique à balayage d'une oolithe montrant un nucléus micritique (n) et un cotex (co) constitué par des cristaux de calcite allongés. Le contact entre l'oolithe et le ciment se fait par de gros cristaux de calcite (ci).



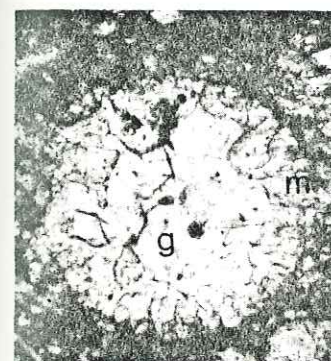
500µ 25



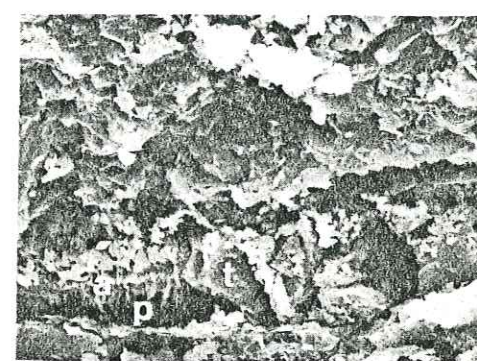
5µ 26



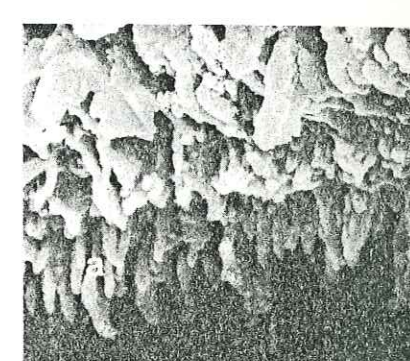
27 2µ



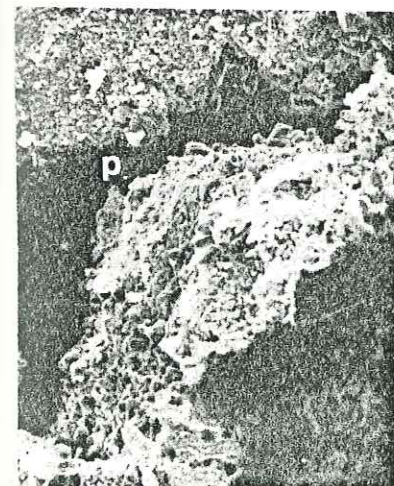
50µ 28



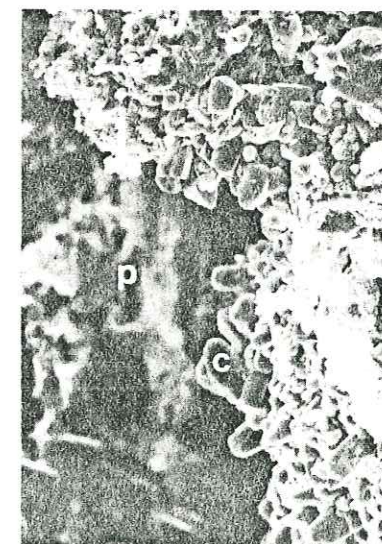
10µ 29



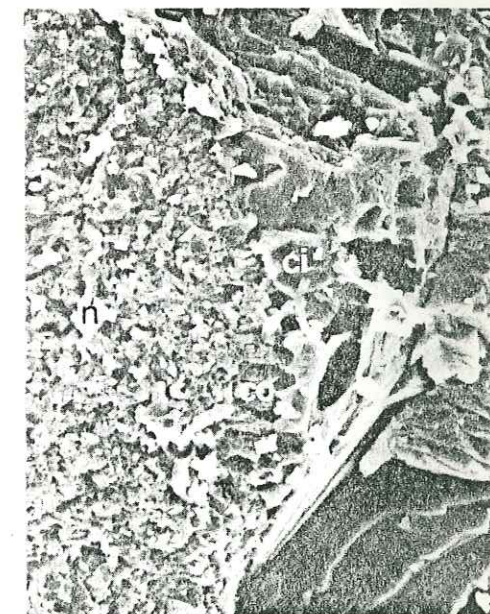
2µ 30



100µ 31



20µ 32



20µ 33

Lorsque la pyrite est associée à la glauconie (comme ici dans le cas des marnes noires où je n'ai pas pu préciser les relations entre ces minéraux), la pyrite s'est formée postérieurement à la glauconie (MILLOT, 1964 ; LAMBOY, 1976). On peut donc supposer que la glauconie s'est formée avant son enfouissement dans les marnes noires, probablement dans un autre milieu. Par contre, la glauconie des nodules rougeâtres et du niveau bréchique, pauvres en pyrite, pourrait s'être formée *in situ*.

2. - MICRITISATION

Le processus de micritisation a été identifié dans les calcaires grumeleux de l'Oxfordien supérieur des Bonfillons et de la Montagne de Vautubière, dans les calcaires à entroques du Bathonien de la montagne de Vautubière et du Callovien du Mont Major.

La micritisation est une modification diagénétique précoce d'autres types de grains (PURSER, 1980) ; c'est un processus complexe qui se développe à partir de perforations par des microorganismes puis par la précipitation interne du ciment cryptocristallin et, probablement, la recristallisation du carbonate préexistant.

La micritisation commence à la partie externe des bioclastes (BATHURST, 1971) et progresse vers l'intérieur en différenciant finalement un élément sans structure. Ainsi, la structure de l'entroque peut être oblitérée par une micrite de substitution de couleur sombre, différente de celle de la matrice (pl. 3, ph. 24). Dans les calcaires grumeleux de l'Oxfordien supérieur, ce sont les radiolaires et les foraminifères qui sont micritisés ; dans ce faciès, la micritisation peut toucher la roche dans son ensemble (matrice et éléments) et rendre difficile toute analyse en effaçant la forme même du bioclaste.

PURSER (1980) note que la micritisation qui est un phénomène connu dans les provinces carbonatées, actuelles, se produit généralement dans les milieux tidaux. Ce phénomène se manifeste plus souvent dans les mers chaudes que dans les mers froides (ALEXANDERSON, 1972).

3. - DISSOLUTION ET CIMENTATION

La cimentation précédée ou non par une dissolution est fréquente dans les faciès carbonatés étudiés : dans le Bathonien supérieur des Bonfillons, dans les calcaires à débit noduleux du Callovien inférieur et dans les calcaires oolithiques des Bonfillons et de Claps.

La cimentation est liée à la précipitation de la calcite dans les espaces libres, sur un substrat stable, ce qui entraîne une diminution de la porosité préexistante (lithification). L'identification de cette calcite de remplissage dans le microfaciès se fait par certains critères (BATHURST, 1958, 1971 ; FOLK, 1965 ; CHILINGAR *et al.*, 1967 ; PURSER, 1980) ; on observe souvent un accroissement de la taille des cristaux à partir de la paroi des pores avec une couche de base microcristalline, puis des cristaux plus gros et allongés (sparite) perpendiculairement au support ou radialement.

- Dissolution : les dissolutions sont fréquentes dans les faciès carbonatés. Par exemple, elles sont visibles dans les calcaires à débit noduleux (e) du Callovien des Bonfillons où l'on observe des vides de 3 à 4 μm de dimension (pl. 2, ph. 11). Ces vides ne sont pas comblés par une cimentation secondaire (fig. 6).

- Dissolution et cimentation : dans les marnes à microfilaments du Bathonien supérieur des Bonfillons (b), les tests de radiolaires, observés au microscope optique, préalablement dissouts sont successivement remplis par de la calcite microcristalline en bordure du test puis par une calcite cristalline en mosaïque au centre du test (pl. 4, ph. 28). Au microscope électronique à balayage (M.E.B.), on observe, en bordure des vides, soit des cristaux de calcite aplatis, soit des cristaux en aiguilles (pl. 4, ph. 29 et 30) plus allongés quand on se dirige vers l'autre bord du vide, qui n'est jamais complètement obstrué par leur développement ni par les gros cristaux de sparite. Il s'agit donc d'un vide primaire ou secondaire, ce dernier pouvant être créé par la dissolution d'un test siliceux - qui est plus ou moins complètement rempli par la précipitation d'une calcite secondaire de type drusique.

- Cimentation : les vides existant dans la roche ne sont pas toujours créés par la dissolution. Dans le niveau bréchique de l'Oxfordien inférieur de la Montagne de Vautubière, ils paraissent liés à la bioturbation (cf. p. 68). Sur les bords des vides, l'observation au M.E.B. révèle un remplissage partiel par de la calcite plus ou moins allongée de type calcite en "dent de chien" ; la taille des cristaux (10 à 20 μm) augmente en direction du centre du vide (pl. 4, ph. 31 et 32). Il s'agit là d'un dépôt de calcite secondaire probablement dû à l'action de solutions ayant percolé dans le matériel poreux.

Dans les calcaires oolithiques du Bathonien supérieur de Claps et des Bonfillons, une cimentation des vides préexistants est aussi possible (pl. 4, ph. 33). Le contact entre le cortex de l'oolithe, constitué de calcite allongée (5 à 10 μm), et le ciment se fait par des cristaux tabulaires de 15 à 35 μm de dimension.

4. - RECRISTALLISATION DE LA CALCITE

Les recrystallisations de la calcite sont très nombreuses dans les calcaires et les marnes du Bathonien supérieur et dans les marnes des terres noires du Callovo-Oxfordien. Ces recrystallisations affectent préférentiellement les bioclastes, la matrice argilo-carbonatée étant très exceptionnellement recrystallisée.

Les recrystallisations calcitiques ont été décrites par de nombreux auteurs (FOLK, 1965 ; CHILINGAR *et al.*, 1967 ; LUCAS *et al.*, 1976 ; PURSER, 1980). Il existe certains critères qui permettent de distinguer la calcite de recrystallisation de la calcite de remplissage. Dans la calcite de recrystallisation, l'agencement des cristaux est souvent caractérisé par des limites cristallines courbes ou engrenées, les impuretés sont fréquentes.

- La recrystallisation calcitique la plus typique se rencontre dans les calcaires à oolithes et pellets du Bathonien supérieur de Claps et dans le niveau biodétritique de même faciès aux Bonfillons. De nombreux quartz sont remplacés à partir de leur périphérie par de la calcite en mosaïque (pl. 5, ph. 34), formée de cristaux larges, de 20 à 40 μm , aux contours irréguliers. La matrice montre aussi le même genre de recrystallisation. On observe en outre, des oolithes dont le nucléus, constitué d'un grain de quartz ou d'un bioclaste à l'origine, a été remplacé progressivement par des cristaux de calcite en mosaïque, de 20 à 50 μm de longueur, comme en témoignent des restes du grain de quartz partiellement calcitisés. Certains pellets et oolithes sont presque totalement re-

cristallisés et ne montrent plus qu'une frange micritique (pl. 5, ph. 35 et 36), le stade le plus avancé étant la sparitisation complète de l'oolithe. La recrystallisation peut affecter l'oolithe ou le pellet à partir de sa périphérie. Enfin, la calcite secondaire se développe en bordure de feldspaths automorphes et remplace les grains pyriteux, ce qui montre bien que cette calcite de remplacement est ici postérieure à l'authigénèse des feldspaths et de la pyrite.

- Dans les marnes à microfilaments du Bathonien supérieur des Bonfillons, on observe plusieurs stades dans la recrystallisation.

. Dans un premier stade, la calcite, en cristaux plus ou moins irréguliers, larges de 10 à 100 μm (microsparite et sparite), envahit les organismes tels que les Lagenidés dont l'aspect fibrillé du test s'estompe progressivement. Certains radiolaires, qui n'ont pas été dissouts, sont aussi recrystallisés.

. Le deuxième stade de recrystallisation affecte la matrice de la roche. La matrice micritique se transforme alors en une mosaïque calcitique composée de cristaux équidimensionnels (10 à 40 μm) à contours plus ou moins arrondis et engrenés les uns dans les autres.

. Le troisième stade de la recrystallisation est atteint lorsqu'une calcite microsparitique remplace les feldspaths néoformés (pl. 5, ph. 37).

La matrice des marnes à microfilaments est rarement recrystallisée en sparite. Ce processus, qui est resté au stade intermédiaire de microsparite, est sans doute dû à la présence des minéraux argileux qui empêchent la recrystallisation sparitique. En effet, la calcitisation est sélective, les niveaux les plus argileux sont moins recrystallisés que les niveaux carbonatés. BAUSCH (1951) a démontré que la présence de plus de 2% d'argiles, dans un calcaire, empêchait la recrystallisation en sparite.

- Les marnes, à rares bioclastes du Callovo-Oxfordien, des Bonfillons, de Claps et de Vautubière, ne montrent pas une matrice recrystallisée. Les organismes sont peu transformés et les quartz sont peu corrodés. Ceci est probablement dû à la diminution du taux de carbonate de calcium dans le sédiment.

Dans les intercalations calcaires de ces marnes, la micrite évolue en donnant une mosaïque de cristaux engrenés à formes courbes de 10 à 20 μm de largeur.

5. - NEOFORMATION DE QUARTZ AUTHIGENE

Des quartz bipyramidaux, longs de 40 à 400 μm , ont été observés dans les calcaires oolithiques de Claps et des Bonfillons. Ces cristaux remplacent les oolithes et pellets et recoupent leurs bordures ; on remarque la présence de fins cristallites de calcite soulignant la bordure des anciens grains, à l'intérieur des quartz (pl. 5, ph. 38). Ces observations attestent de la formation *in situ* de ces quartz et ceci postérieurement au dépôt du sédiment.

Différentes hypothèses existent pour expliquer la néoformation de ces quartz : par exemple, la silice en provenance du continent se concentre dans le bassin, au niveau des tests siliceux des organismes ; elle est ensuite

P L A N C H E V

-o-o-

Processus diagénétiques

34 - Observation au microscope optique d'un quartz (q) partiellement remplacé par la calcite de recristallisation (ca). Calcaire à pellets et oolithes du Bathonien supérieur de Claps.

35 - Observation au microscope optique d'un pellet remplacé par de la calcite de recristallisation (r). On remarque encore une bordure sombre micritique (m). Calcaire à pellets et oolithes du Bathonien supérieur de Claps.

36 - Observation au microscope électronique à balayage d'un pellet recristallisé en calcite microsparitique (c) avec bordure micritique (b). Calcaire à pellets et oolithes du Bathonien supérieur de Claps.

37 - Feldspath authigène observé au microscope optique. Ce feldspath est remplacé sur les bordures par de la calcite de recristallisation. Marnes à microfilaments du Bathonien supérieur des Bonfillons.

38 - Quartz authigène observé au microscope optique, dans le banc biodétritique à pellets et oolithes du Bathonien supérieur des Bonfillons.

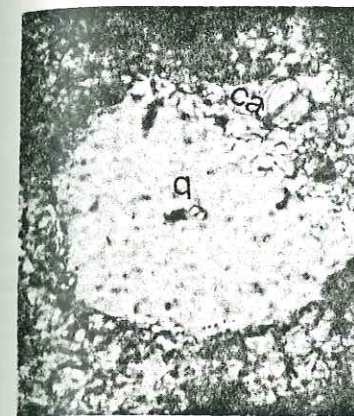
39 - Feldspath authigène (f) développé sur le cortex d'une oolithe (o) dans les calcaires à pellets et oolithes de Claps. Vue au microscope optique.

40 - Feldspath authigène observé au microscope électronique à balayage. L'analyse chimique qualitative par fluorescence X montre la présence de Si, Al et Ca. Il s'agit probablement de plagroclase calcique comme l'anorthite. Faciès marneux à rares bioclastes du Callovien inférieur des Bonfillons.

41 - Observation au microscope optique du faciès à pellets et oolithes des Bonfillons. Cette photo montre un feldspath authigène (f) où l'on observe la trace de l'ancien grain au centre (a) ; les oolithes ont leur cortex souligné par de la pyrite (p).

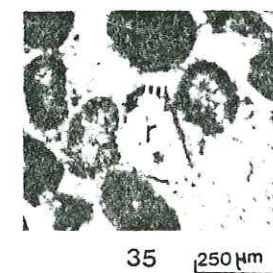
42 - Dolomitisation épigénétique ayant affecté l'ensemble de la roche. On ne remarque plus que des fantômes d'oolithes (fa) ; les cristaux de dolomite ont des contacts francs. Vue au microscope optique dans le Callovien du Mont-Major.

43 - Observation au microscope optique d'une dolomitisation partielle ; la roche n'est pas entièrement dolomitisée et les cristaux de dolomite ne sont pas en contact. Marnes de l'Oxfordien inférieur du Mont-Major.



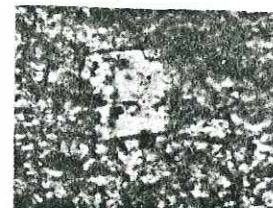
50µm

34



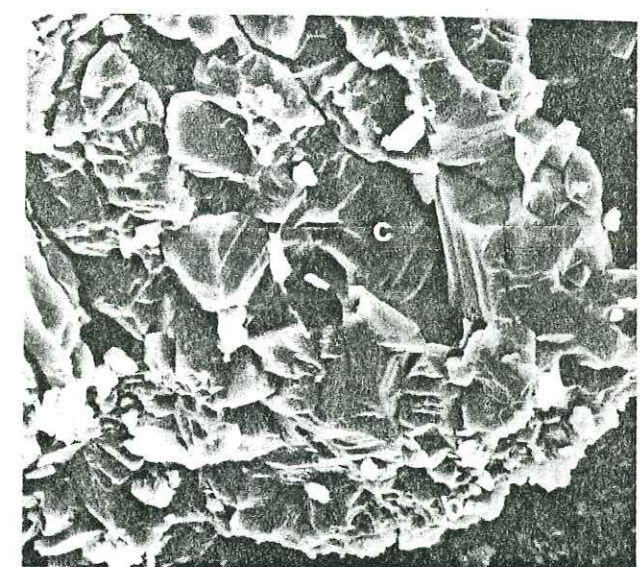
35

250µm



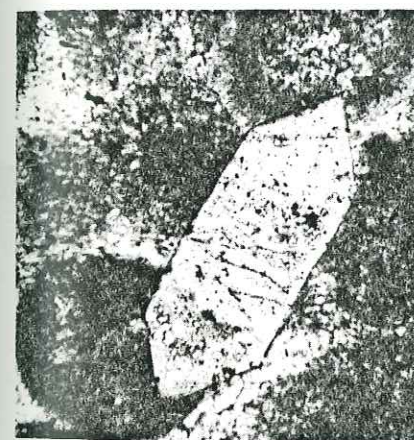
50µm

37



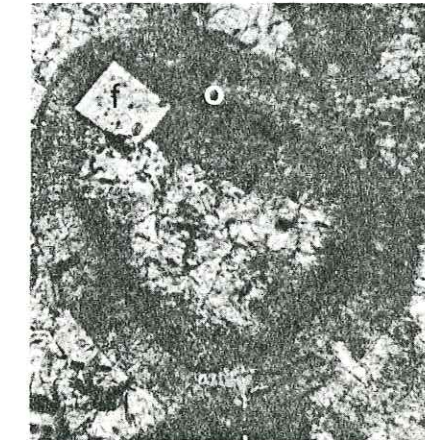
10µm

36



100µm

38



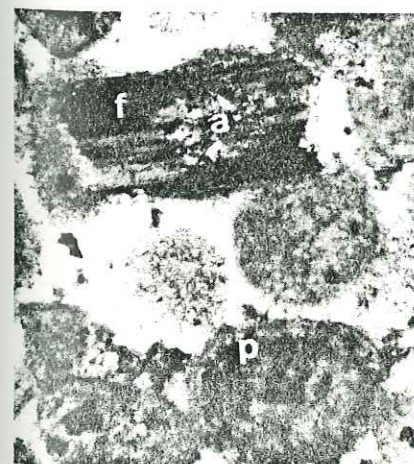
50µm

39



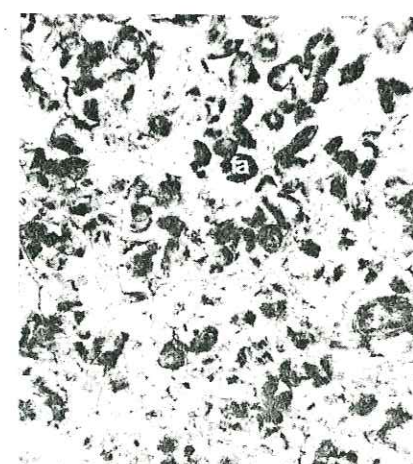
5µm

40



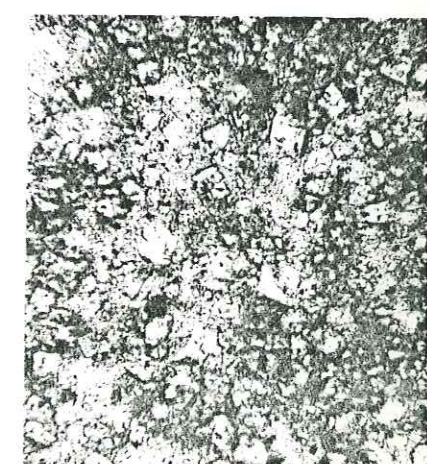
50µm

41



500µm

42



100µm

43

remobilisée au cours de la diagenèse et mise en solution dans les eaux interstitielles, avant de cristalliser sous forme de quartz authigènes (MILLOT, 1964). Dans les calcaires à oolithes et pellets, les organismes à tests siliceux sont inexistantes, l'hypothèse d'une concentration biologique est donc exclue. Par contre, les quartz détritiques sont souvent remplacés par la calcite ; la dissolution de ces quartz a dû libérer une quantité suffisante de silice qui a elle-même nourri les néoformations de quartz bipyramidaux (KASHIK, 1965) ; le phénomène est donc seulement diagénétique.

6. - LA NEOFORMATION DE FELDSPATHS

Les feldspaths authigènes se rencontrent dans les calcaires à oolithes et pellets du Bathonien supérieur de Claps et des Bonfillons. Ils sont aussi présents dans les marnes à microfilaments (b) du Bathonien supérieur, ainsi que dans les marnes à rares bioclastes (c) et dans les bancs calcaires intercalés dans les marnes calloviennes de la coupe des Bonfillons (fig. 6).

- Dans les calcaires à oolithes et pellets des Bonfillons et de Claps, les feldspaths remplacent partiellement ou totalement les oolithes et les pellets, et ont une taille de 60 à 200 μm (pl. 5, ph. 39 et 41). Ces feldspaths authigènes sont remplacés dans leur bordure par des petits cristaux de calcite. Le remplacement des pellets et des oolithes est une preuve évidente de l'authigénie des feldspaths. Le développement à la bordure des feldspaths d'une calcite secondaire est la preuve de la formation des feldspaths antérieurement à la recristallisation calcitique.

- Dans les marnes et les intercalations calcaires du Bathonien supérieur et du Callovien, les feldspaths ont une taille plus petite (15 à 60 μm) que dans les calcaires à oolithes et pellets. Ils se développent sur les bioclastes et sont souvent envahis par de petits cristaux de calcite de 5 à 10 μm de largeur (pl. 5, ph. 37), ce qui montre leur antériorité par rapport à la recristallisation calcitique. L'observation au M.E.B. confirme cette relation. L'analyse chimique qualitative par fluorescence X indique la présence d'ions silicium, aluminium et calcium ; il semble donc qu'il s'agisse là uniquement de plagioclases calciques comme l'anorthite (pl. 5, ph. 40).

Les feldspaths authigènes des calcaires à oolithes et pellets ont dû se former à partir de la silice provenant essentiellement des minéraux détritiques comme le quartz, les minéraux argileux étant rares et les organismes à tests siliceux étant inexistantes. Les feldspaths des marnes et des intercalations calcaires se sont formés probablement à partir de la silice libérée par la dissolution des spicules de spongiaires, des radiolaires et des quartz détritiques et par l'apport de solutions carbonatées. D'après KASTNER (1971), les minéraux argileux et les autres minéraux silicatés peuvent fournir la silice et l'alumine nécessaire, l'alcalinité de l'eau de mer ou celle des eaux interstitielles créant des conditions favorables.

7. - LA DOLOMITISATION

Dans les régions étudiées, les dolomies ont été rencontrées au Mont-Major du Bathonien supérieur à l'Oxfordien inférieur, à la Montagne de Vautubière au Bathonien supérieur, dans le Bathonien du sondage de Pont-de-Mirabeau 1 et dans les marnes bathoniennes du sondage d'Istres 101. D'après les observations faites au microscope optique, les dolomies observées sont

d'origine diagénétique, soit pénécotemporaines du dépôt, soit tardives.

- Dans les calcaires du Bathonien et du Callovien du Mont-Major, les dolomies sont constituées par des cristaux de 50 à 100 μm poecilitiques, c'est-à-dire qu'ils englobent les entroques et le ciment calcitique. Les cristaux ne sont pas zonés et montrent en général des formes cristallines nettes. La dolomite poecilitique respecte la structure des entroques ou des oolithes, dans ce cas les bioclastes sont alors identifiables. Dans le cas d'une dolomitisation plus avancée (pl. 5, ph. 42), on ne remarque plus que des fantômes d'oolithes ou d'entroques soulignés par des impuretés plus sombres. Ces observations montrent qu'il s'agit d'une dolomitisation tardive, dans un sédiment déjà consolidé.

- Dans les marnes du Bathonien d'Istres 101 et de l'Oxfordien inférieur du Mont Major, les dolomies montrent des cristaux de plus petite taille (20 à 50 μm) qui ont une répartition homogène dans la roche (pl. 5, ph. 43). La dolomitisation affecte aussi bien les bioclastes que la matrice micritique, avec des plus gros cristaux sur les bioclastes et des plus petits dans la matrice. Cette dolomitisation résulte probablement d'une diagenèse moins tardive que celle décrite ci-dessus.

- Hypothèse sur les conditions de la dolomitisation. Les processus de dolomitisation précédemment décrits, se font en général par remplacement d'un sédiment calcaire par la dolomite. Il faut donc chercher l'origine du magnésium qui conduit à la genèse de la dolomite.

Pour FRIEDMAN et SANDERS (1967), les dolomies, qu'elles soient syngénétiques ou épigénétiques, doivent leur origine à l'action de saumures dont le rapport Ca/Mg est élevé. L'élévation du rapport Ca/Mg résulterait la plupart du temps de conditions évaporitiques, les actions bactériennes demeurant rares, et la dolomitisation pourrait se faire par circulation des saumures ainsi concentrées.

Dans la théorie de la dolomitisation par infiltration (ADAMS et RHODES, 1960), les saumures se formeraient dans les zones littorales où l'évaporation est intense. Elle tendrait à abaisser le niveau de l'eau près du rivage et à augmenter sa concentration. On obtiendrait ainsi une saumure lourde qui, s'écoulant par densité sur le fond marin, imprégnerait les sédiments et provoquerait leur dolomitisation.

Une autre hypothèse pour la concentration des saumures est celle d'un confinement partiel du bassin. Ce mécanisme nécessiterait un ralentissement des échanges avec la mer ouverte (FROGET, 1974). Comme dans le cas précédent la salinité s'accroît, il se forme des saumures denses à rapport Mg/Ca élevé qui s'écoulent vers le fond du bassin où elles peuvent nourrir des cristallisations de dolomite. Cette dernière hypothèse est compatible avec la dolomitisation des marnes du Bathonien d'Istres 101 et de l'Oxfordien inférieur du Mont-Major qui sont très pyriteuses, ce qui implique un milieu confiné et réducteur.

Dans le cas des dolomies observées dans les calcaires du Bathonien et du Callovien du Mont-Major, la dolomitisation a pu se faire par l'intermédiaire de saumures magnésiennes formées, par exemple, suivant l'hypothèse d'ADAMS et RHODES. La pénétration des fluides riches en magnésium dans les sédiments induits varie alors en fonction de la porosité de la roche (LUCAS *et al.*, 1976). Ainsi, les niveaux poreux et perméables seront dolomitisés et les niveaux peu perméables resteront calcaires. Ceci s'accorde avec les observations faites dans le Callovien où des bancs restent calcaires alors que d'autres sont dolomitisés.

C. - ANALYSE SEQUENTIELLE

Malgré la monotonie des "terres noires", nous avons observé les évolutions verticales de leurs principaux constituants : fréquence et taille des grains de quartz, teneur en carbonate de calcium, abondance relative des bioclastes, suivant la méthode d'analyse statistique des textures définie et systématisée par DELFAUD (1970) d'après CAROZZI.

L'analyse texturale des terres noires a été faite sur la coupe des Bonfillons située dans la partie subsidente du secteur étudié et qui montre une série stratigraphique relativement complète et épaisse à l'affleurement. Les courbes de teneur en quartz et en calcite des trois sondages Istres 101, Rognes 1 et Jouques 1 ont été établies afin de comparer leur évolution à celle des constituants des terres noires des Bonfillons. Les teneurs en quartz ont été déterminées par diffraction des rayons X et celles en calcite au calcimètre Bernard.

L'analyse texturale et sa variante l'analyse minéralogique des constituants nous ont permis de suivre les variations d'abondance et de taille des constituants puis de définir sur ces graphiques les évolutions croissantes ou décroissantes. Ces variations ont été interprétées en termes de séquences positives ou négatives (LOMBARD, 1972). On a distingué des séquences élémentaires et des séquences majeures ; ces dernières constituent l'enveloppe d'une succession de séquences élémentaires, positives ou négatives en alternance.

1. - LA COUPE DES BONFILLONS

Quatre types de variations ont été étudiés (fig. 25) : teneur en carbonate de calcium, teneur et taille du quartz détritique, abondance relative des bioclastes.

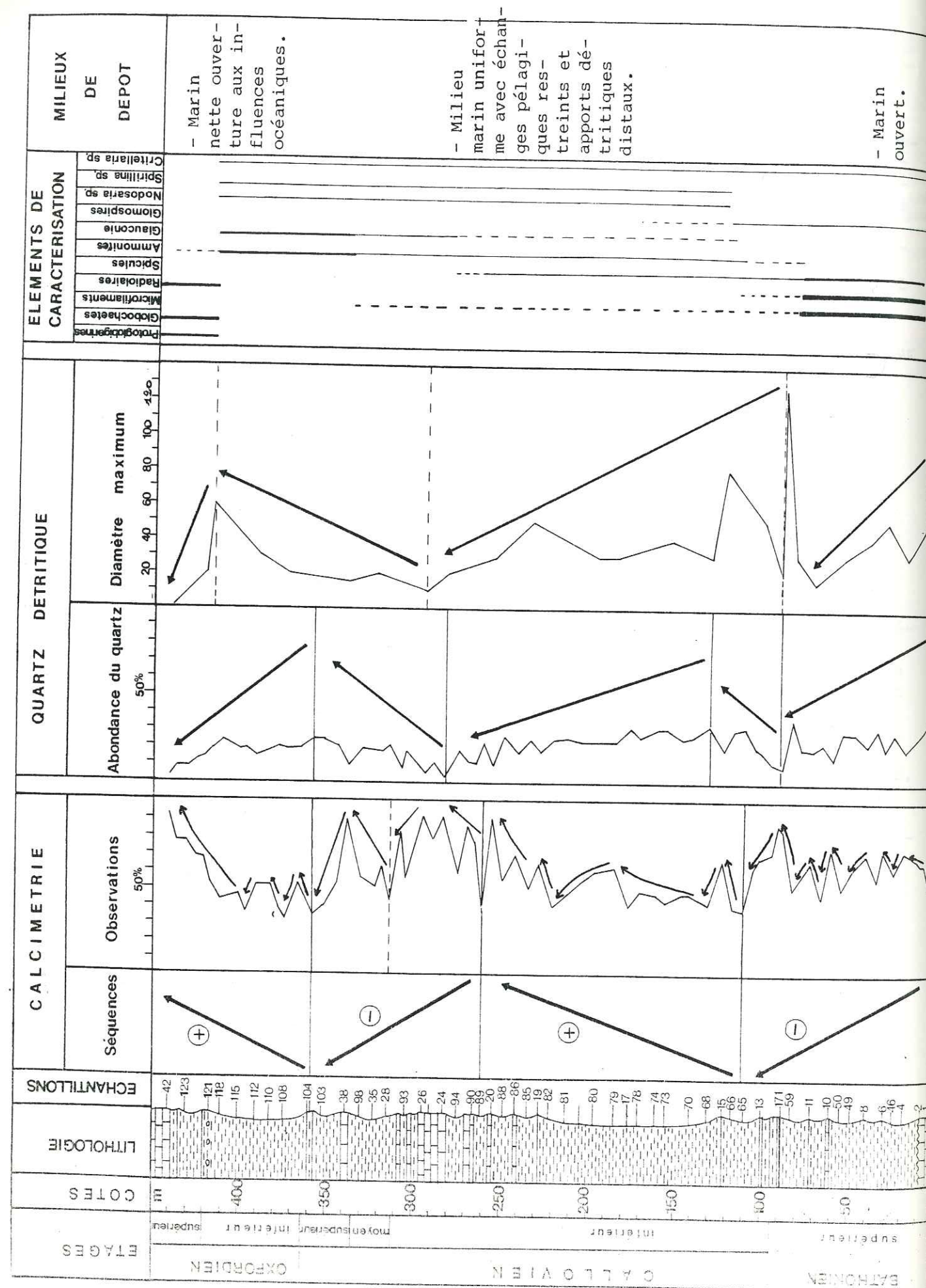
a) Teneur en carbonate de calcium :

La teneur en carbonate de calcium permet de subdiviser la série en quatre séquences majeures épaisses de 100 à 150 mètres. Elles sont constituées par une alternance de séquences élémentaires positives et négatives épaisses de 5 à 20 mètres.

- Le Bathonien supérieur comprend une séquence majeure négative qui correspond à une diminution du taux de carbonate de calcium.

- Le Callovien inférieur est constitué par une séquence majeure positive à la base. Au-dessus, les calcaires argileux, à débit nodulaire, constituent un petit cycle symétrique ; le Callovien moyen et supérieur correspondent à un cycle dissymétrique. L'observation globale montre que ces deux cycles constituent une séquence majeure négative.

- L'Oxfordien inférieur et l'Oxfordien supérieur forment une séquence majeure positive, avec une élévation progressive du taux de carbonate de calcium jusque dans les calcaires grumeleux.



b) Teneur et taille du quartz détritique.

Dans la majorité des cas, la teneur et la taille du quartz évoluent dans le même sens. La taille du quartz est homogène avec des grains fins de la taille des silts, mais il existe des augmentations passagères comme l'indiquent les niveaux 1-2, 171, 15, 85 et 121. D'après CAROZZI (In DELFAUD, 1970), quand la clasticité varie dans le même sens que la fréquence, les apports détritiques sont considérés comme réguliers ; si la clasticité varie et la fréquence reste constante, il y a changement local de la puissance des courants. Dans ce cas, l'augmentation passagère de la clasticité observée dans la coupe des Bonfillons peut traduire des courants turbides comme le montre le niveau granoclassé 171 (cf. p. 64).

En général, les teneurs en quartz varient en sens inverse des teneurs en carbonate de calcium. On constate (fig. 25) que les séquences positives obtenues avec la courbe de calcimétrie correspondent bien à une diminution de la proportion du quartz, ce qui est normal dans le sens général : une séquence positive correspondant à une diminution de la taille des grains et à une augmentation du carbonate de calcium. Les terres noires des Bonfillons renferment des grains de quartz fins, correspondant à des apports détritiques lointains et homogènes ; la taille des détritiques augmente avec la force des courants qui peut varier localement et dans le temps.

c) Les éléments biologiques.

Les éléments biologiques permettent de mieux caractériser le milieu de sédimentation des terres noires.

- Au Bathonien, on rencontre en majorité des microfilaments (Posidonomyes), des radiolaires, quelques foraminifères benthiques et des spicules de spongiaires. Ces organismes caractérisent un milieu marin, ouvert. Dans ce contexte, le banc biodétritique 171 est interprété comme un niveau turbide.

- Au Callovien, la proportion de Posidonomyes diminue nettement et les radiolaires disparaissent, ce qui indique un milieu toujours marin mais moins ouvert que pendant le Bathonien. La sédimentation est uniforme, le milieu réducteur et les apports détritiques sont distaux (fig. 25).

- A l'Oxfordien inférieur, les foraminifères benthiques sont abondants à la base, mais vers le sommet apparaissent les foraminifères pélagiques (Globobuccinae, Protoglobigerinae) qui caractérisent un milieu ouvert. A l'Oxfordien supérieur, ce caractère marin s'accroît avec l'apparition des radiolaires qui marquent la nette ouverture aux influences océaniques.

On remarque que les faunes permettent d'opposer les séquences majeures du Bathonien supérieur et de l'Oxfordien à celles du Callovien. Au Bathonien et à l'Oxfordien, la faune est en majorité pélagique, alors qu'au Callovien, elle est benthique. Cette différence traduit la diminution de la bathymétrie des fonds marins du Bathonien supérieur au Callovien, et cette bathymétrie croît à partir de l'Oxfordien. La série des terres noires des Bonfillons caractérise alors un cycle sédimentaire, régressif à la base (Bathonien supérieur - Callovien) et transgressif au sommet.

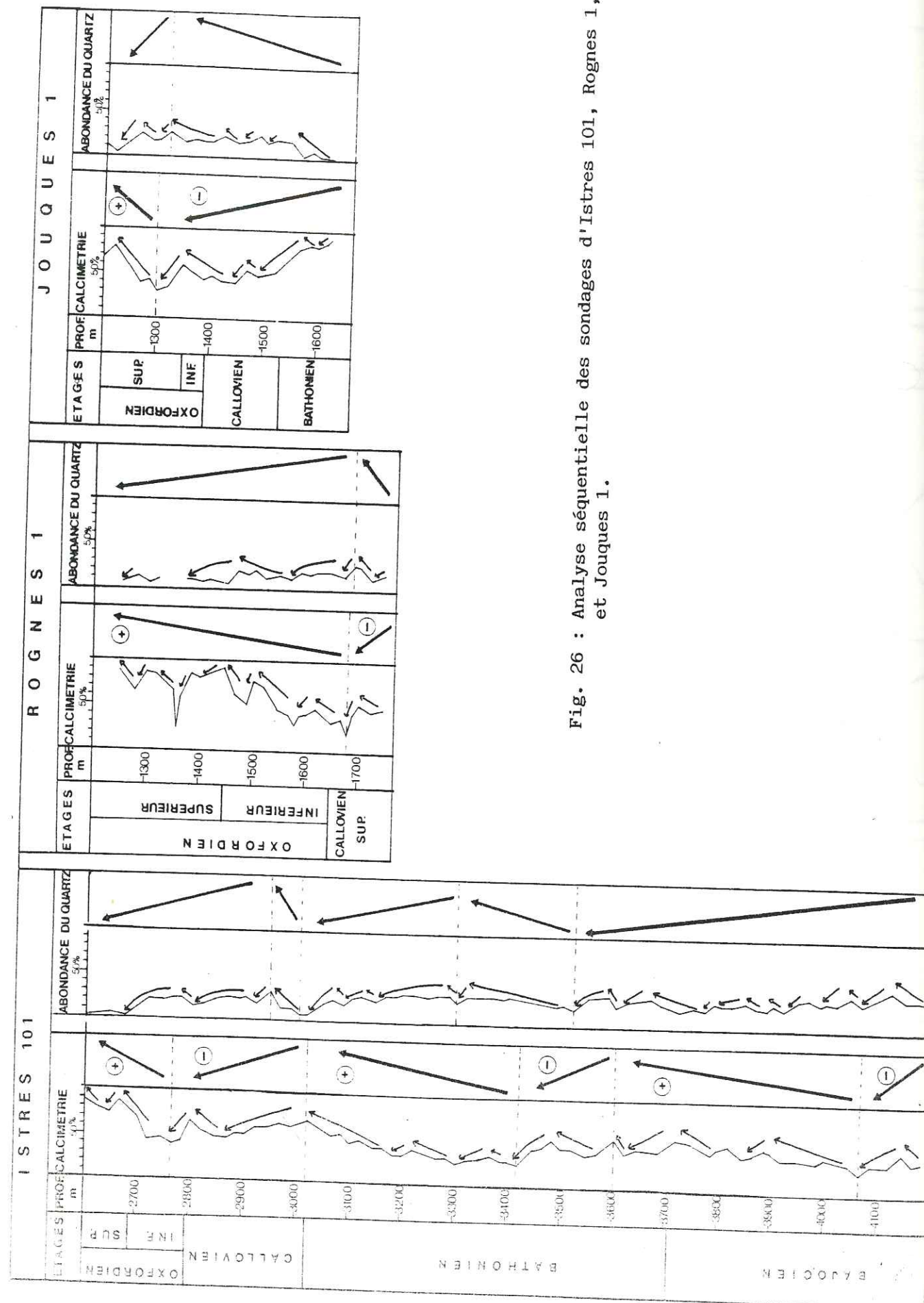


Fig. 26 : Analyse séquentielle des sondages d'Istres 101, Rognes 1, et Jouques 1.

2. - LES SONDAGES D'ISTRES 101, ROGNES 1, ET JOUQUES 1

a) Teneur en carbonate de calcium (fig. 26)

- Le sondage d'Istres 101 montre du Bajocien à l'Oxfordien six séquences majeures.

- Le sondage de Rognes 1 qui débute au Callovien supérieur est constitué par une séquence négative à la base et par une séquence positive au sommet.

- Le sondage de Jouques 1 est constitué du Bathonien supérieur à l'Oxfordien par une séquence négative à la base et par une séquence positive au sommet.

Dans ces trois sondages, nous avons observé des ressemblances et des différences :

- les sondages d'Istres 101 et de Rognes 1 montrent à partir du Callovien des évolutions semblables avec une séquence majeure, négative, au Callovien et une séquence majeure, positive, à l'Oxfordien.

- Le sondage de Jouques 1 montre du Bathonien supérieur à la base de l'Oxfordien supérieur une séquence majeure, négative, et au sommet une séquence majeure, positive.

Le sondage de Jouques 1 indique un décalage par rapport aux deux autres sondages. Les résultats seraient similaires dans les trois sondages si la base de l'Oxfordien inférieur de Jouques 1 était placée à une cote plus élevée. Ces différences sont probablement dues en partie au manque de fiabilité de la calcimétrie, mais surtout à des "coupures stratigraphiques" qui ont été établies à Jouques 1 à l'aide des seules diagraphies.

b) Teneur en quartz.

La teneur en quartz donne peu d'indications en terme de séquences, car elle varie peu. Comme dans la coupe des Bonfillons, les teneurs en quartz et en carbonate de calcium suivent des évolutions contraires dans la plupart des cas.

3. - COMPARAISON ENTRE LES SONDAGES ET LA COUPE DES BONFILLONS

Les sondages d'Istres 101 et de Rognes 1 montrent, du Callovien supérieur à l'Oxfordien, des évolutions similaires du taux de carbonate de calcium avec la coupe des Bonfillons : une séquence majeure, négative, au Callovien et une séquence positive à l'Oxfordien. La partie supérieure du Bathonien d'Istres 101 indique une séquence majeure, positive, alors qu'aux Bonfillons elle est représentée par une séquence majeure, négative. Le sondage de Jouques 1 montre un décalage avec les autres sondages et avec la coupe des Bonfillons.

Par comparaison avec la coupe des Bonfillons, les séquences carbonatées, positives, peuvent indiquer des transgressions, comme l'indique l'Oxfordien des Bonfillons. Les séquences négatives correspondraient à des régressions. On remarque que la partie supérieure du Bathonien d'Istres 101 est transgressive alors que le sommet de cet étage est régressif aux Bonfillons. Cette disparité peut traduire un jeu différentiel dans la structure du bassin.

CHAPITRE II

MINERALOGIE DES ARGILES

A - METHODE D'ETUDE

La composition minéralogique de la roche totale et de la fraction argileuse ont été respectivement analysées par diffraction des rayons X sur poudres désorientées et pâtes orientées.

1. - PREPARATION

a) Diffractogrammes de poudres désorientées

L'échantillon de roche totale ou de minéraux purs est broyé finement afin d'obtenir une poudre. Cette poudre est ensuite placée sur une lame porte-objet, la désorientation est obtenue par un léger tassement.

b) Préparation et traitement des pâtes orientées

Les méthodes de préparation et de traitement d'argiles sont celles exposées par LARQUE et WEBER (1975).

La roche est décalcifiée à l'acide chloridrique $\frac{N}{5}$. La matrice organique lorsqu'elle est abondante dans la roche peut gêner la défloculation de l'argile, elle est dans ce cas éliminée par H_2O_2 à 20 volumes, au bain-marie à chaud. Après ces traitements, l'échantillon est lavé en centrifugeuse à l'eau déminéralisée, afin d'éliminer les différents produits utilisés pour les traitements (HCl , H_2O_2 etc...). L'échantillon est ensuite défloculé par centrifugation et mixage, puis mis en suspension dans un bécher de 100 ml. Après 4 heures de sédimentation, on prélève les 5 cm supérieurs qui correspondent à la fraction inférieure à $2 \mu m$; le contenu est centrifugé pendant 20 minutes. La pâte obtenue est ensuite orientée par étalement sur les lames qui sont séchées à l'air puis analysées aux Rayons X. Quatre types de diagrammes sont successivement réalisés : sur lame normale (N) séchée à l'air ; sur lame traitée au Glycol (G) sous vide pendant une nuit ; sur lame traitée à l'hydrazine (H) sous vide pendant une nuit et sur lame chauffée (CH) à $490^\circ C$ pendant 4 heures.

2. - APPAREILLAGE

L'appareil utilisé pour l'analyse par diffraction des rayons X comprend :

- un diffractomètre Philips fonctionnant sous 40 KV, 50 ma et 2000 W, à anticathode de cobalt ;

- un enregistreur Philips de sensibilité : 4.10^2 pour l'étude des échantillons de poudres désorientées, 1.10^3 ou 2.10^3 ou 4.10^3 pour l'étude des argiles orientées ; et de constance de temps : $I = 10$ pour l'étude des poudres désorientées, $I = 4$ pour les argiles orientées. La vitesse de déroulement du papier est de 1 cm/mn.

3. - RESULTATS

a. - Détermination des minéraux argileux aux rayons X

La fraction argileuse des terres noires se compose d'un mélange de minéraux argileux tels que l'illite, la chlorite, la kaolinite, la smectite, la vermiculite et les minéraux interstratifiés.

- L'illite possède des réflexions caractéristiques à 10 Å, 5 Å et 3,33 Å stables au chauffage.

- La kaolinite est caractérisée par des réflexions à 7 Å et 3,58 Å instables à la chaleur. Après traitement à l'hydrazine, la raie à 7 Å se déplace à 10,5 Å. Les réflexions étroites de la kaolinite attestent du bon état de cristallinité de ce minéral.

- La chlorite se compose des réflexions caractéristiques à 14 Å, 7 Å, 4,72 Å et 3,52 Å. Après chauffage le pic à 14 Å augmente d'intensité, tandis que le pic à 7 Å diminue et tend à disparaître. Il s'agit donc d'une chlorite ferrifère (CAILLERE et HENIN, 1963 ; LARQUE et WEBER, 1975 ; THOREZ, 1975). Dans un mélange chlorite-kaolinite, la distinction entre ces deux minéraux se fera par la présence des réflexions à 3,58 Å de la kaolinite et à 3,52 Å de la chlorite.

- La smectite : la réflexion principale se situe généralement à 14-15 Å ; dans les smectites partiellement hydratées, elle se trouve à 12 Å. Après traitement au glycol, elle se déplace à 17,5 Å, ce qui permet de reconnaître la smectite dans un mélange avec la chlorite ou la vermiculite ; au chauffage, elle s'écrase à 10 Å.

- La vermiculite est identifiée par sa réflexion principale à 14 Å insensible au glycol, et s'écrasant à 10 Å après chauffage.

- Les minéraux interstratifiés.

Les minéraux interstratifiés sont des édifices cristallins formés par l'empilement de feuillets de types différents. On distingue plusieurs sortes d'interstratifiés (LUCAS, 1962) : les interstratifiés réguliers formés par l'empilement régulier de feuillet de deux ou plusieurs types, qui ont les structures des minéraux simples ; les interstratifiés irréguliers qui sont constitués par l'empilement, désordonné au hasard, sans loi de répétition, de feuillets de deux types ; il ne s'agit pas de véritables minéraux, c'est pourquoi LUCAS (1962) les appelle "édifices interstratifiés".

Dans les terres noires, les interstratifiés rencontrés sont de type irréguliers :

. Interstratifiés irréguliers illite-smectite : ils sont très abondants

dans les terres noires et sont constitués par une alternance de feuillets à comportement d'illite, et de feuillets à comportement de smectite. Ils ont été étudiés par de nombreux auteurs (BRADLEY, 1945 ; MILLOT, 1964 ; THOREZ et VAN LECKWIJK, 1967 ; THOREZ et BOURGUIGNON, 1973), qui ont décrit de nombreux assemblages en fonction du taux de feuillets gonflants de type smectite contenus dans l'édifice interstratifié. D'une manière générale, dans les terres noires, ces édifices interstratifiés présentent, sur le diffractogramme normal, soit une asymétrie plus ou moins prononcée vers les petits angles, soit une raie à 11-12 Å, soit une bande de diffraction plaquée sur la réflexion à 10 Å de l'illite et s'étalant jusqu'à 13-14 Å (fig. 30, 31, 34 et 35). L'effet de pointe à 11 ou à 12 Å montre que ces interstratifiés tendent parfois vers une régularisation dans l'interstratification.

. Interstratifiés chlorite-vermiculite : ils sont constitués par l'empilement de feuillet de chlorite et de vermiculite, avec en général une réflexion principale vers 14,6 Å, insensible au glycol. Au chauffage, on obtient une rampe entre 10 et 14 Å ou une petite réflexion vers 12 Å (fig. 34).

. Interstratifiés vermiculite-smectite : ils ont une réflexion à 14-15 Å sur le diffractogramme normal ; après traitement au glycol, ils gonflent jusqu'à 16 Å, et se contractent à 10 Å au chauffage.

Les interstratifiés chlorite - vermiculite, vermiculite - smectite et la vermiculite n'ont été rencontrés qu'en affleurement et non en sondages.

b. - Estimation semi-quantitative

L'estimation semi-quantitative des composants a été établie en mesurant l'intensité des réflexions principales. En ce qui concerne les minéraux argileux, cette évaluation a été faite sur le diagramme "normal" en tenant compte des autres traitements (glycol et chauffage). La réflexion à 10 Å de l'illite est utilisée comme référence. Par comparaison les interstratifiés et la smectite, qui ont une cristallinité faible, subissent une correction positive (multiplié par 2), alors que le pic à 7 Å de la kaolinite, qui présente un bon état de cristallinité, subit une correction négative (divisé par 2) ; le pic à 14 Å de la chlorite n'est par contre pas corrigé. Dans le cas d'un mélange chlorite - kaolinite, nous avons utilisé le doublet 3,58-3,52 Å qui permet de distinguer ces deux minéraux (DUNOYER DE SEGONZAC, 1969 ; CHAMLEY, 1977).

c. - Caractérisation de l'illite

L'illite qui constitue le minéral dominant dans les terres noires a été caractérisé en utilisant deux paramètres : la cristallinité de l'illite (KUBLER, 1964) et le rapport des raies 002 et 001 (ESQUEVIN, 1969).

- La cristallinité de l'illite. Elle a été utilisée pour la première fois par WEAVER en 1960. Cet auteur mesure la hauteur du pic à 10 Å et 10,5 Å et établit le rapport de ces pics ("indice d'aigu"). Cette mesure préconisée par WEAVER reste imprécise et est modifiée par KUBLER en 1964. Celui-ci définit un paramètre de cristallinité qui correspond à la largeur à mi-hauteur du pic à 10 Å (001) de l'illite. Dans ce cas, une illite bien cristallisée donne des raies étroites, une illite désordonnée donnera des pics de diffraction larges et irréguliers. Cette largeur sera appelée dans la suite de ce travail :

indice de cristallinité. Cet indice croît quand la cristallinité décroît et inversement.

- Nature de l'illite : . En 1969, Esquevin a démontré qu'il était nécessaire de tenir compte de la composition chimique des illites, pour la détermination du degré de diagenèse. Pour cet auteur, le rapport des intensités des pics à 5 Å (002) et à 10 Å (001) de l'illite, soit $\frac{I_{002}}{I_{001}}$, varie en fonction de la composition chimique des illites et reflète le rapport $Al_2O_3/FeO + MgO$ dans la couche octaédrique. Il établit un diagramme caractérisé à la fois par l'indice de cristallinité et par le rapport $\frac{I_{002}}{I_{001}}$ de l'illite. Suivant la valeur de ce rapport, on obtient quatre sortes d'illites qui se différencient par leur composition chimique :

$\frac{I_{002}}{I_{001}} < 0,15$: les illites ont la composition chimique d'une biotite.

$0,15 < \frac{I_{002}}{I_{001}} < 0,3$: les illites correspondent à un mélange de biotite et de muscovite.

$0,3 < \frac{I_{002}}{I_{001}} < 0,4$: les illites sont des phengites.

$\frac{I_{002}}{I_{001}} > 0,4$: les illites sont des muscovites.

La cristallinité de l'illite et la méthode d'Esquevin seront utilisées dans cette étude, pour caractériser les illites et l'évolution des minéraux argileux.

La cristallinité de l'illite a été utilisée dans le but d'apprécier la diagenèse par enfouissement (KUBLER, 1964, 1967). L'augmentation de la cristallinité avec la profondeur peut donc indiquer l'existence d'une diagenèse d'enfouissement. Comme la largeur du pic de l'illite dépend de l'appareil de production des rayons X utilisé, nous n'avons pas représenté les limites épizone-anchizone et anchizone-diagenèse.

B - REPARTITION VERTICALE DES MINERAUX ARGILEUX

La nature des minéraux argileux rencontrés dans les sondages et les coupes de terrain est présentée à travers le bassin de sédimentation du Sud-Ouest (sondage d'Istres 101) au Nord-Est, sondage de Jouques et coupe du Mont-Major.

1. - LE SONDAGE D'ISTRES 101 (fig. 27)

a) l'illite.

Les pourcentages d'illite rencontrés dans ce sondage sont les suivants :

- Au Bajocien : 40 à 70%, avec une légère diminution vers le sommet de cet étage.
- Au Bathonien l'illite garde des teneurs homogènes (40 à 55%).
- Du Callovien à l'Oxfordien inférieur : les teneurs en illite sont de

LEGENDE DES FIGURES 27-29-33-36-38-39-40

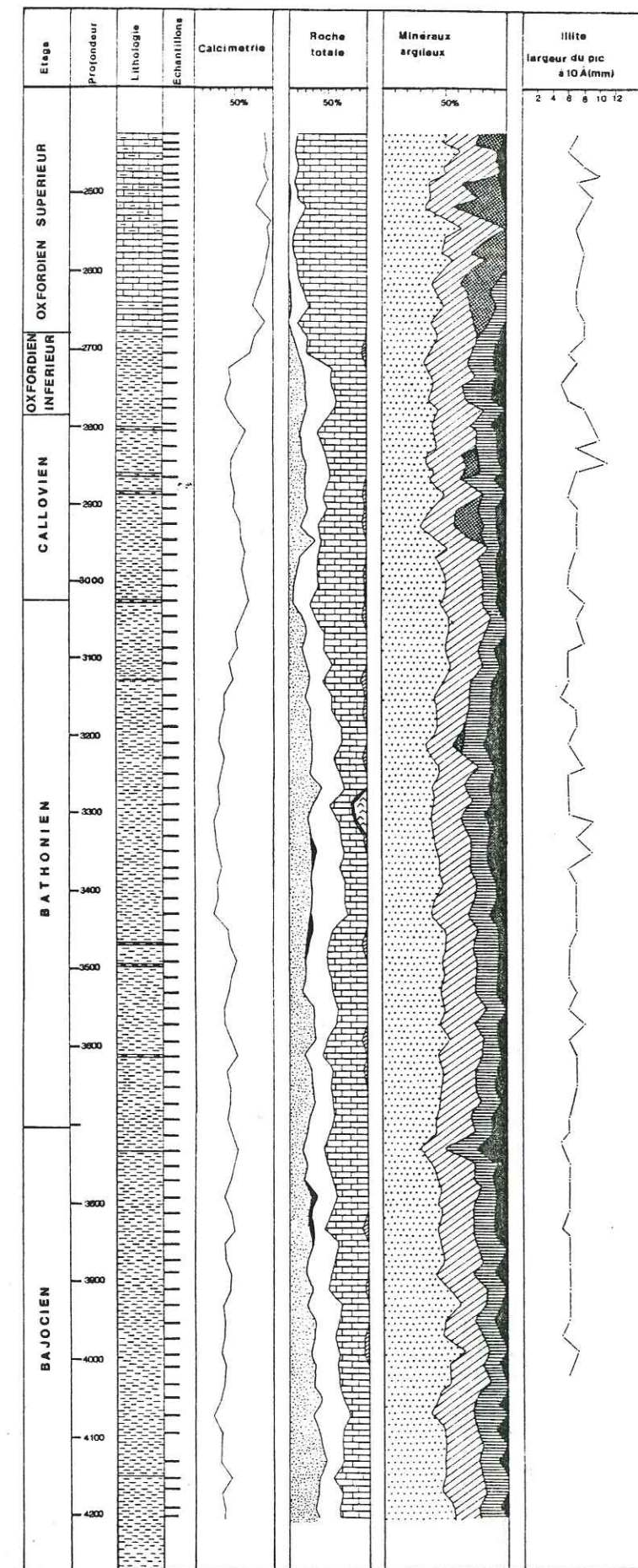
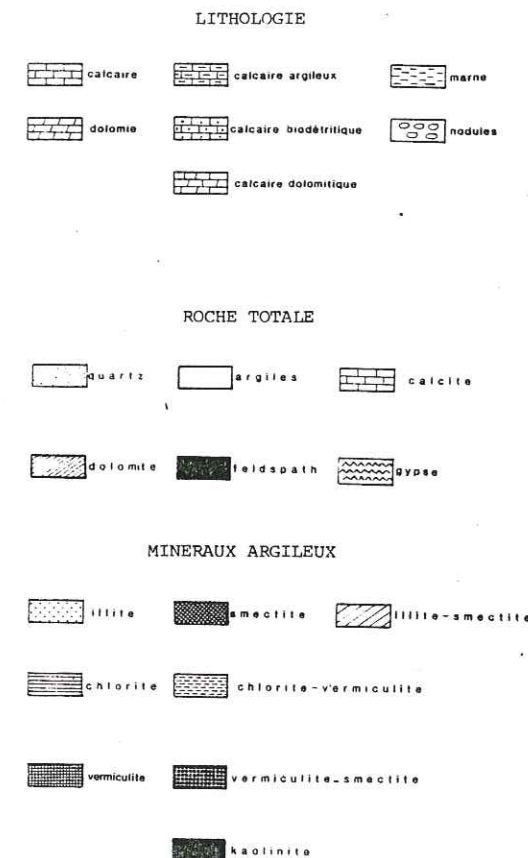


Fig. 27.- Analyses minéralogiques du sondage d'Istres 101

55% à la base et ont tendance à diminuer vers le haut (30 à 35%).

- A l'Oxfordien supérieur : augmentation progressive de la quantité d'illite (40 à 60%).

Dans ce sondage, les proportions d'illite varient peu, mais on remarque une légère augmentation au Bathonien et au Bajocien.

b) Les interstratifiés illite-smectite.

Les interstratifiés illite-smectite sont après l'illite les minéraux dominants. La production de ces interstratifiés varie peu, elle est de 15 à 20% vers la base du forage et de 20 à 30% en haut du forage.

Comme nous l'avons déjà dit, dans les méthodes d'étude, ce sont des interstratifiés irréguliers qui montrent parfois une tendance à la régularisation dans l'interstratification. Ces interstratifiés montrent en général peu de feuillets gonflants car ils ne se déplacent que jusqu'à 14 Å après traitement au glycol.

c) La smectite.

Elle a été identifiée surtout dans la partie supérieure du forage, à l'Oxfordien supérieur, avec des proportions de 20 à 30%. Elle disparaît définitivement vers 3200 m de profondeur, au Bathonien supérieur.

d) La chlorite.

La chlorite est représentée du Bajocien supérieur à l'Oxfordien inférieur avec des teneurs homogènes entre 10 et 15% ; elle présente une légère augmentation à la base du forage et à l'Oxfordien inférieur (20 à 25%). Elle disparaît à la base de l'Oxfordien supérieur.

e) La kaolinite.

- Au Bajocien, la kaolinite n'est présente que de façon sporadique, elle augmente au sommet de cet étage où elle atteint 20%.

- Au Bathonien, la teneur en kaolinite est de 20%.

- Du Callovien à l'Oxfordien inférieur, la teneur en kaolinite diminue (8 à 15%).

- A l'Oxfordien supérieur, la kaolinite est rare ou inexistante.

f) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite.

La cristallinité de l'illite (KUBLER, 1964), tend à augmenter avec la profondeur (fig. 27) ; corrélativement, on remarque un léger accroissement de la quantité d'illite au Bajocien et surtout une diminution de la kaolinite qui tend à disparaître dans cet étage. Ces données peuvent indiquer le développement progressif d'une diagenèse d'enfouissement. La kaolinite qui est un minéral instable aux fortes températures peut garder une certaine stabilité aux grandes profondeurs malgré l'enfouissement. D'après DUNOYER de SEGONZAC (1969), cela est dû aux solutions interstitielles, mais aussi à la présence de la matière organique qui peut protéger la destruction de la kaolinite.

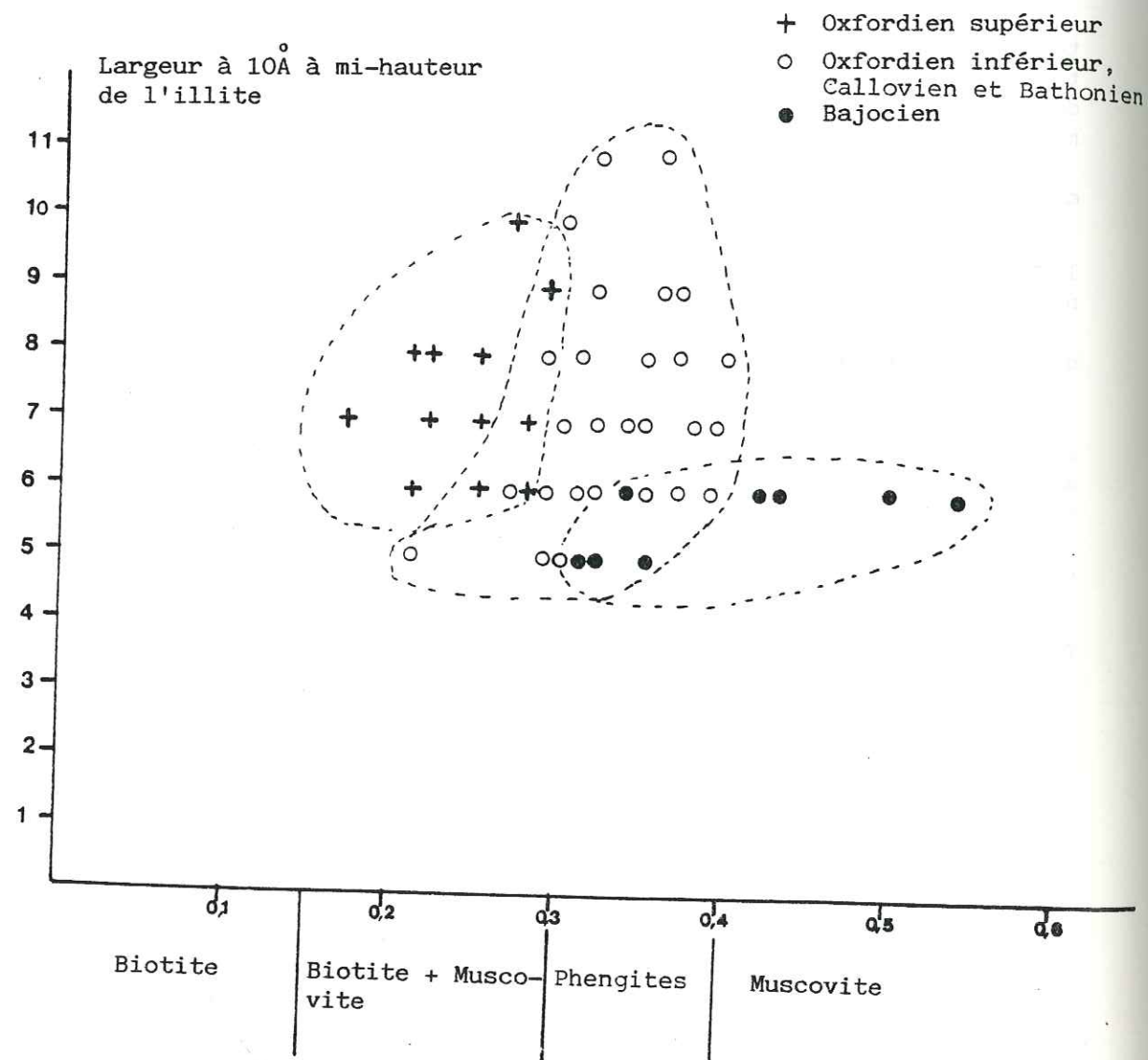


Fig. 28 : Caractérisation des illites selon la méthode d'Esquevin dans le sondage d'Istres 101.

L'étude des illites selon la méthode d'Esquevin (1969) permet de saisir plusieurs évolutions dans la cristallinité et dans la composition chimique des illites (fig. 28). Sur une verticale, on distingue les rapports suivants :

- A l'Oxfordien supérieur : $0,17 < \frac{I\ 002}{I\ 001} < 0,29$, l'illite présente une cristallinité faible et variable (indice de cristallinité de 6 à 10). Le rapport d'Esquevin indique une composition chimique d'un mélange de biotite et de muscovite.

- De l'Oxfordien inférieur au Bathonien : $0,29 < \frac{I\ 002}{I\ 001} < 0,40$, la cristallinité de l'illite reste faible, cependant quelques échantillons du Bathonien présentent une amélioration de la cristallinité. Le rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ indique une composition chimique de phengite.

- Au Bajocien $0,30 < \frac{I\ 002}{I\ 001} < 0,54$, la cristallinité de l'illite augmente (indice de cristallinité de 5 à 6). Le rapport d'Esquevin montre que les illites ont une composition chimique plus alumineuse (phengite et muscovite).

En conclusion, le forage d'Istres, malgré une grande profondeur atteinte, ne montre qu'une diagenèse d'enfouissement bien faible et une légère amélioration de la cristallinité de l'illite. Par contre, le rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ montre des valeurs variables depuis des illites ferro-magnésiennes (Oxfordien) aux illites alumineuses (Bajocien).

2. - LE SONDAGE DE ROGNES 1 (fig. 29)

Les minéraux représentés dans ce sondage sont les mêmes que dans les sondages précédents : illite, interstratifiés illite - smectite, smectite, chlorite et kaolinite.

a) L'illite.

Elle est présente dans tout le sondage avec des proportions variables :

- de la base du forage (Callovien supérieur) jusqu'à 1580 m (Oxfordien inférieur) les teneurs en illites sont de 40 à 50%.

- de 1580 à 1300 m de profondeur, les teneurs en illite diminuent légèrement par rapport à la base du forage et sont comprises entre 30 et 40%.

- de 1300 à 1270 m de profondeur, à l'Oxfordien supérieur, la proportion d'illite augmente de nouveau et atteint 50 à 60%.

Comme dans le sondage d'Istres 101, les pourcentages d'illite les plus élevés se rencontrent à la base et en haut du sondage.

b) Les interstratifiés illite-smectite.

Les interstratifiés irréguliers illite-smectite sont représentés dans tout le forage avec des pourcentages de 40% en haut de forage et de 30% vers

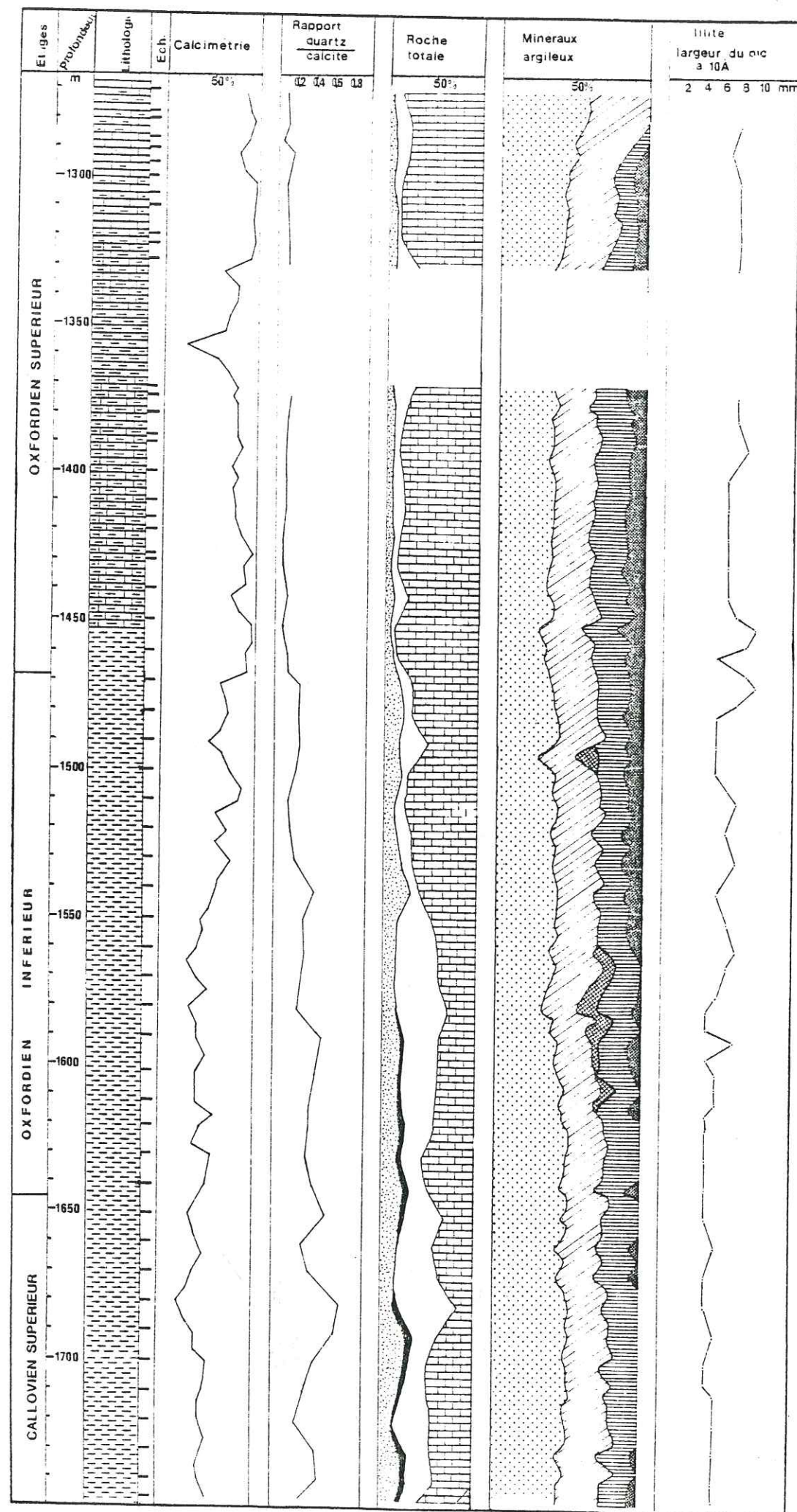


Fig. 29 .-Analyses minéralogiques du sondage de rognes 1 (Légende p.89)

la base. Ils ont un comportement variable qui dépend de la proportion des feuillets gonflants dans l'interstratification. Des changements s'observent suivant la profondeur (fig. 30 et 31) :

- 1 276 m : . au normal : effet de pointe à $11A^\circ$
 . au glycol : plateau entre 11 et $14A^\circ$ avec réflexion à $12,7A^\circ$
 . au chauffage : pic unique à $10A^\circ$
- 1 476 m : . au normal : effet de pointe à $12A^\circ$
 . au glycol : rampe jusqu'à $13A^\circ$ avec réflexion à $13A^\circ$
 . au chauffage : pic unique à $10A^\circ$
- 1 614 m : . au normal : plateau de 11 à $13A^\circ$ avec petits pics à 11 et $12A^\circ$
 . au glycol : rampe jusqu'à $13A^\circ$
 . au chauffage : pic unique à $10A^\circ$
- 1 736 m : . au normal : petites réflexions à $11,2$ et $11,4A^\circ$
 . au glycol : rampe jusqu'à $13A^\circ$
 . au chauffage : pic unique à $10A^\circ$

On remarque qu'il existe une tendance à la régularisation de ces interstratifiés à l'Oxfordien inférieur (1 476m), puis on revient à un régime désordonné avec une diminution des interfoliaires gonflants au Callovien supérieur.

c) La Smectite.

Elle est représentée en faible proportion (10% environ) à 1 500 m et entre 1 560 m et 1 600 m de profondeur ; dans le reste du sondage, la smectite est absente.

d) La Chlorite.

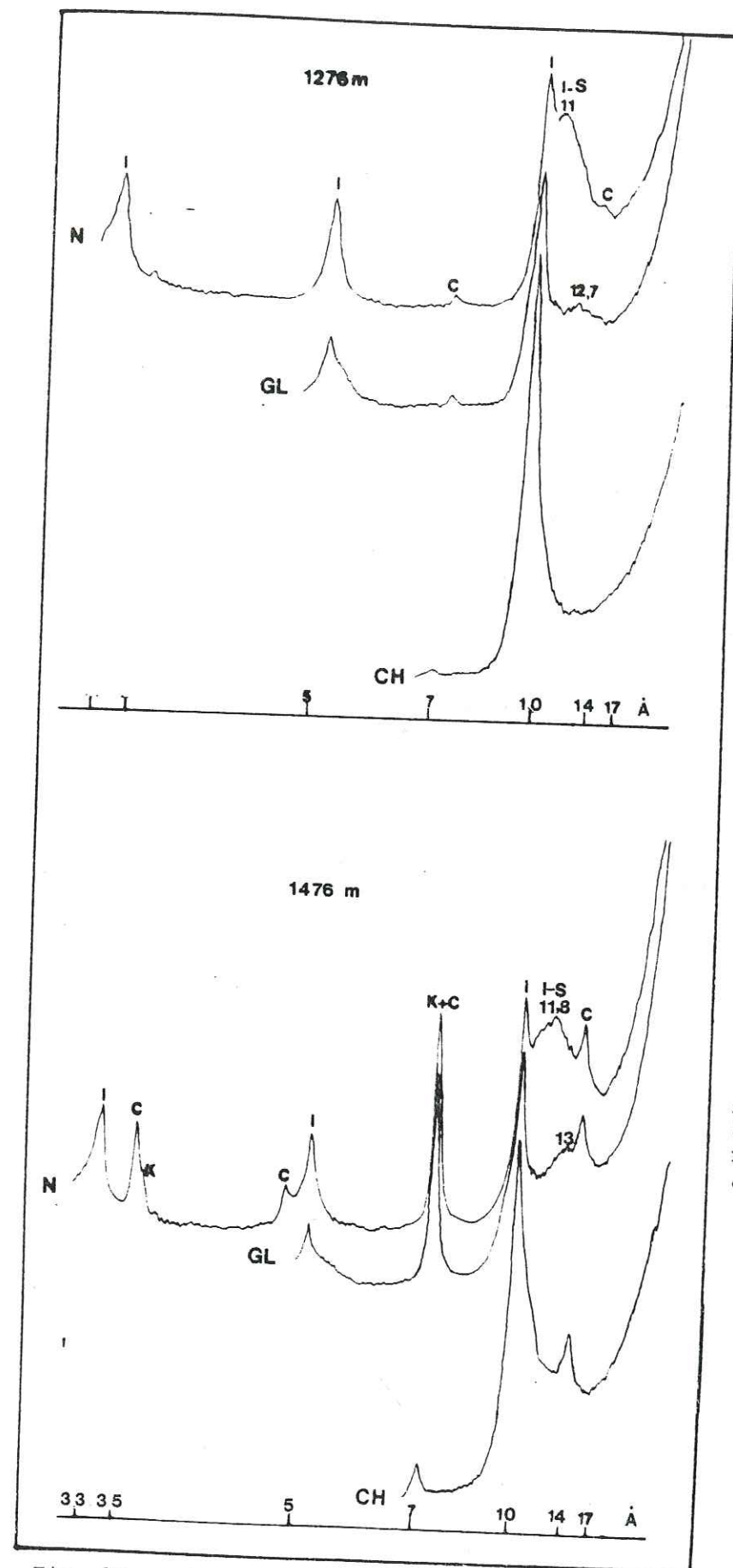
La teneur en chlorite est de 20% en général, mais montre une augmentation vers 1 650 m de 25 à 27%. La chlorite de Rognes 1 a un comportement au chauffage semblable à celui d'Istres 101 : ce sont des chlorites ferrifères. (fig. 31)

e) La Kaolinite.

Elle est peu représentée à Rognes 1 (10 à 15%). Elle disparaît progressivement en allant vers sa base et elle n'est plus représentée au sommet du sondage. A partir de 1 610 m de profondeur, elle n'apparaît plus que par lambeaux.

f) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite.

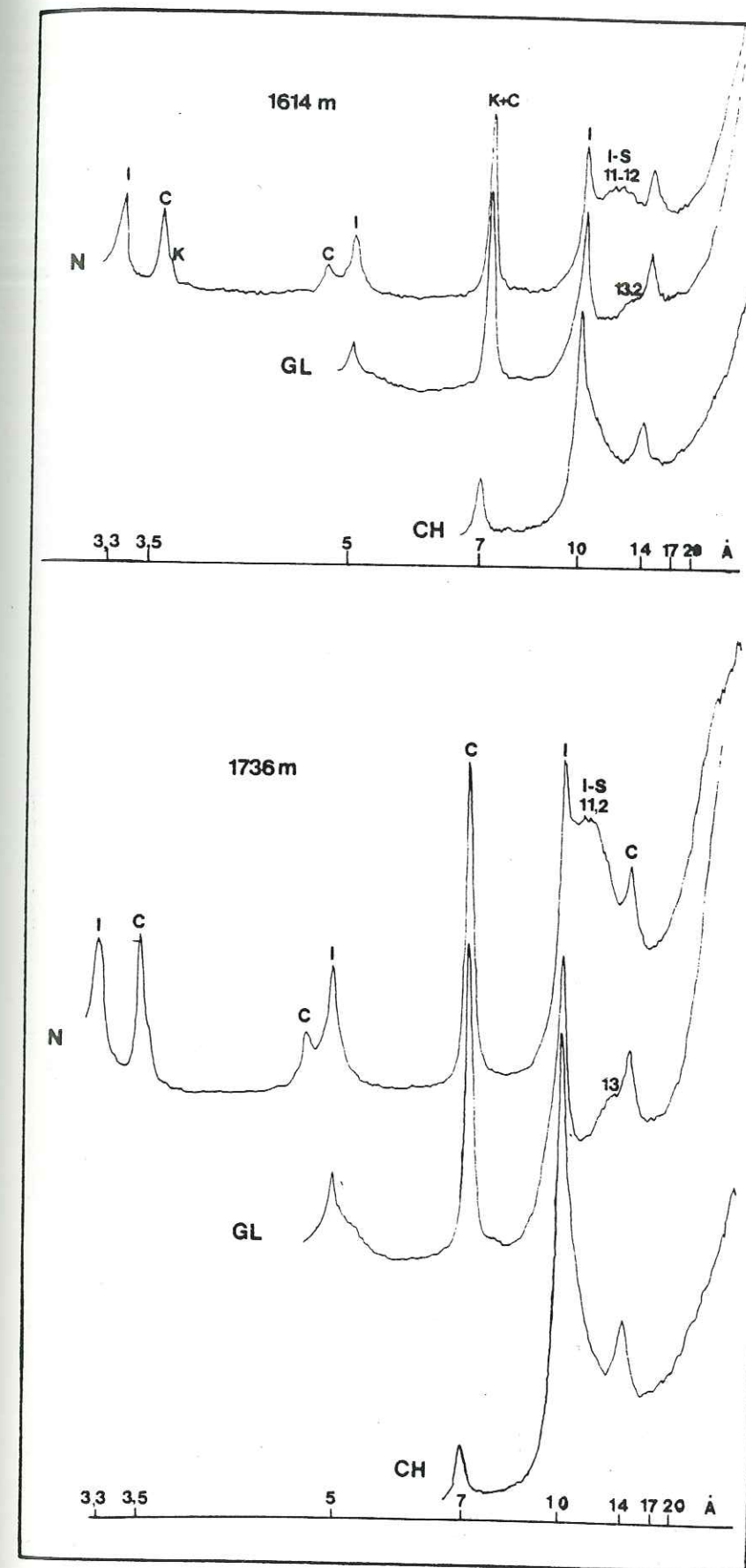
La cristallinité de l'illite augmente quand on va vers la base du sondage (fig. 29) : l'indice de cristallinité de 8 à 10 en haut du sondage n'est plus que de 5 à 6 vers la base. Cette diminution de la largeur du pic de l'illite peut indiquer, comme à Istres, une légère diagenèse d'enfouissement. Cette hypothèse est confirmée par la disparition de la kaolinite à partir de 1 610 m de profondeur et jusqu'à la base du sondage.



N : argile non traitée (normal)
 G : argile traitée au glycol
 CH : argile chauffée à 490°C
 I : illite
 I-S : interstratifié illite-smectite
 C : chlorite
 K : kaolinite

Profondeur de 1 276 m :
 Les interstratifiés illite-smectite à 11Å au normal se déplacent à 12,7Å après traitement au glycol.

Profondeur de 1 476 m :
 Effet de pointe à 11,8Å au normal des interstratifiés. Ils se déplacent à 13Å après traitement au glycol.



N : argile non traitée (normal)
 GL : argile traitée au glycol
 CH : argile chauffée
 I : illite
 I-S : interstratifiés illite-smectite
 C : chlorite
 K : kaolinite

Profondeur de 1 614 m :
 Interstratifiés à 11-12Å au normal. Ils se déplacent à 13,2Å après traitement au glycol.

Profondeur de 1 736 m :
 Interstratifiés à 11,2Å. Ils se déplacent à 13Å après traitement au glycol.

Fig. 30 : Diffractogrammes caractéristiques du sondage de Rognes 1.

Fig. 31 : Diffractogrammes caractéristiques du sondage de Rognes 1.

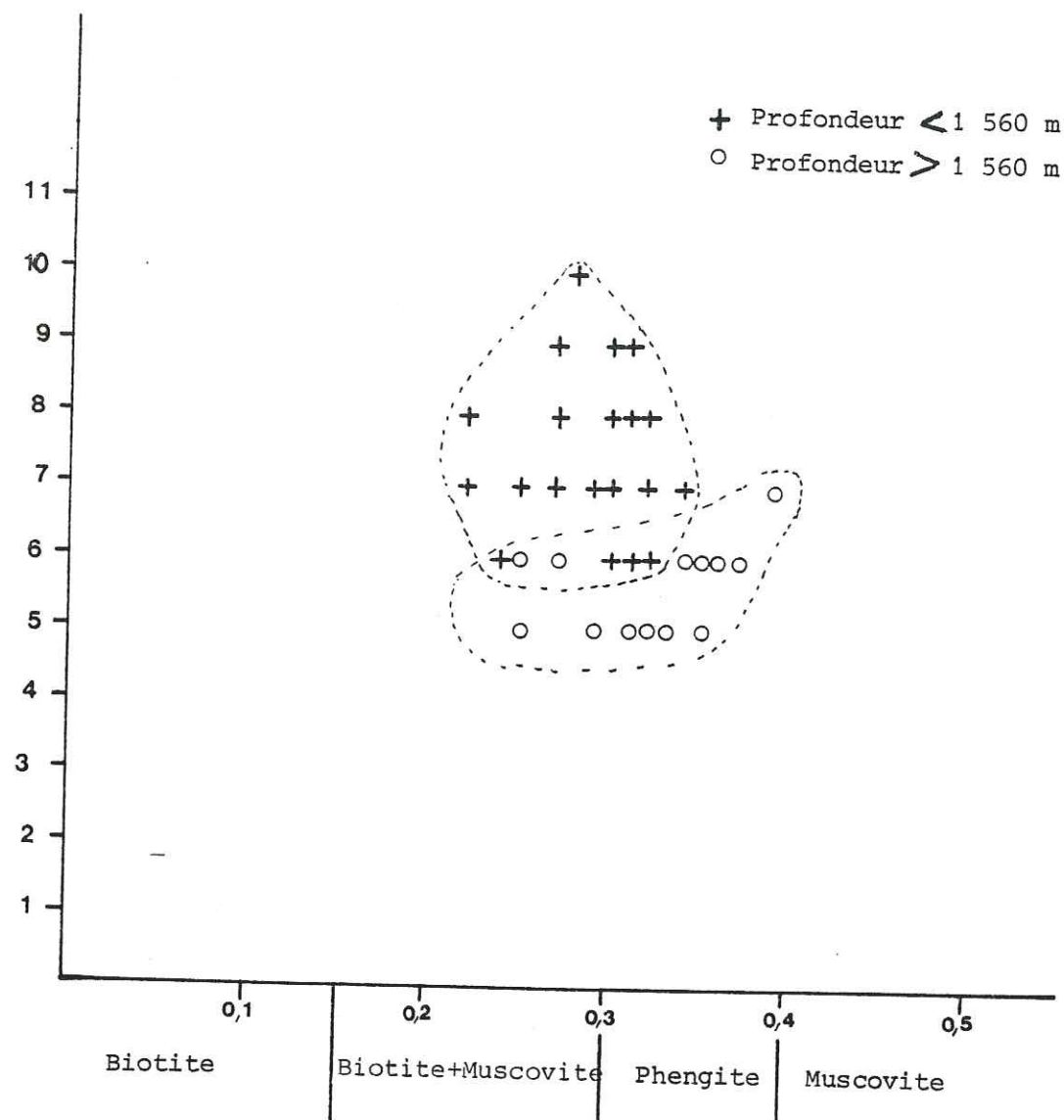


Fig. 32 : Caractérisation des illites selon la méthode d'ESQUEVIN dans le sondage de Rognes 1

Le rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ (ESQUEVIN, 1969) qui est le reflet de la composition chimique des illites, varie peu. Les illites de Rognes 1 ont une composition chimique stable avec des rapports allant de 0,22 à 0,39 (fig. 32). Cependant, une légère évolution de la composition chimique s'amorce à partir des profondeurs supérieures à 1 560 m :

- pour des profondeurs inférieures à 1 560 m, les illites sont moins cristallisées et ont une composition chimique d'un mélange de biotite et de muscovite.

- pour des profondeurs supérieures à 1 560 m, les illites sont mieux cristallisées et tendent vers une composition plus alumineuse (phengite).

La disparition de la kaolinite et l'amélioration de la cristallinité de l'illite dans l'Oxfordien inférieur et le Callovien supérieur du sondage de Rognes 1, au-dessous de 1560 m, pourraient refléter une diagenèse par enfouissement. Cette diagenèse paraît plus marquée que dans le sondage d'Istres 101 où les modifications sont plus faibles et les profondeurs auxquelles elles sont observées plus grandes (plus de 3500 m). La nature plus alumineuse des illites de Rognes 1 incite cependant à nuancer l'interprétation proposée. On sait que ce type d'argile est plus sensible à l'enfouissement que des illites magnésiennes, or les illites d'Istres 101 sont effectivement plus riches en magnésium.

3. - LA COUPE DES BONFILLONS

Aux Bonfillons, la smectite n'apparaît pas, mais on observe en plus des minéraux argileux habituels des "terres noires", des interstratifiés chlorite-vermiculite, vermiculite-smectite et la vermiculite (fig. 33).

a) L'illite

Comme dans les sondages précédemment étudiés, l'illite est toujours le minéral dominant. Sa proportion varie peu le long de la série (30 à 50%), avec une légère augmentation vers la base de la coupe au Callovien inférieur et au Bathonien.

b) Les interstratifiés illite-smectite.

Ils ont une réflexion allant de 11 à 12Å° avec un gonflement au glycol variable. Leur teneur est homogène et est comprise entre 20 et 30%.

c) La chlorite, les interstratifiés chlorite-vermiculite, vermiculite-smectite et la vermiculite.

- au Bathonien supérieur, la chlorite est présente dans les calcaires détritiques qui débutent la coupe (éch. 1 et 2) avec des pourcentages de 20 à 30%. Dans les marnes à débit schisteux, la chlorite est toujours présente (15% environ) mais sa stabilité au chauffage est faible (fig. 34) ; elle est associée à des interstratifiés irréguliers chlorite-vermiculite qui apparaissent de façon discontinue.

- au Callovien inférieur, la chlorite alterne avec la vermiculite et les interstratifiés chlorite-vermiculite. On remarque que la chlorite demeure stable au chauffage, quand la vermiculite et la vermiculite-chlorite disparaissent. (fig. 35).

- du Callovien moyen à l'Oxfordien, la chlorite n'apparaît dans la coupe que par intervalles, entrecoupée par les interstratifiés chlorite-vermiculite, vermiculite-smectite et par la vermiculite.

L'absence d'interstratifiés irréguliers chlorite-vermiculite, vermiculite-smectite et la vermiculite dans les sondages et la faible stabilité de la chlorite au chauffage en présence de ces mêmes minéraux suggèrent que les interstratifiés irréguliers chlorite-vermiculite, vermiculite-smectite et la vermiculite proviennent de la dégradation plus ou moins poussée de la chlorite sous l'action des agents atmosphériques, comme l'ont déjà proposé MILLOT (1964), SHOVER (1964), THOREZ et VAN LECKWIJCK (1967).

Le schéma de la dégradation de la chlorite serait le suivant, selon MILLOT (1964) :

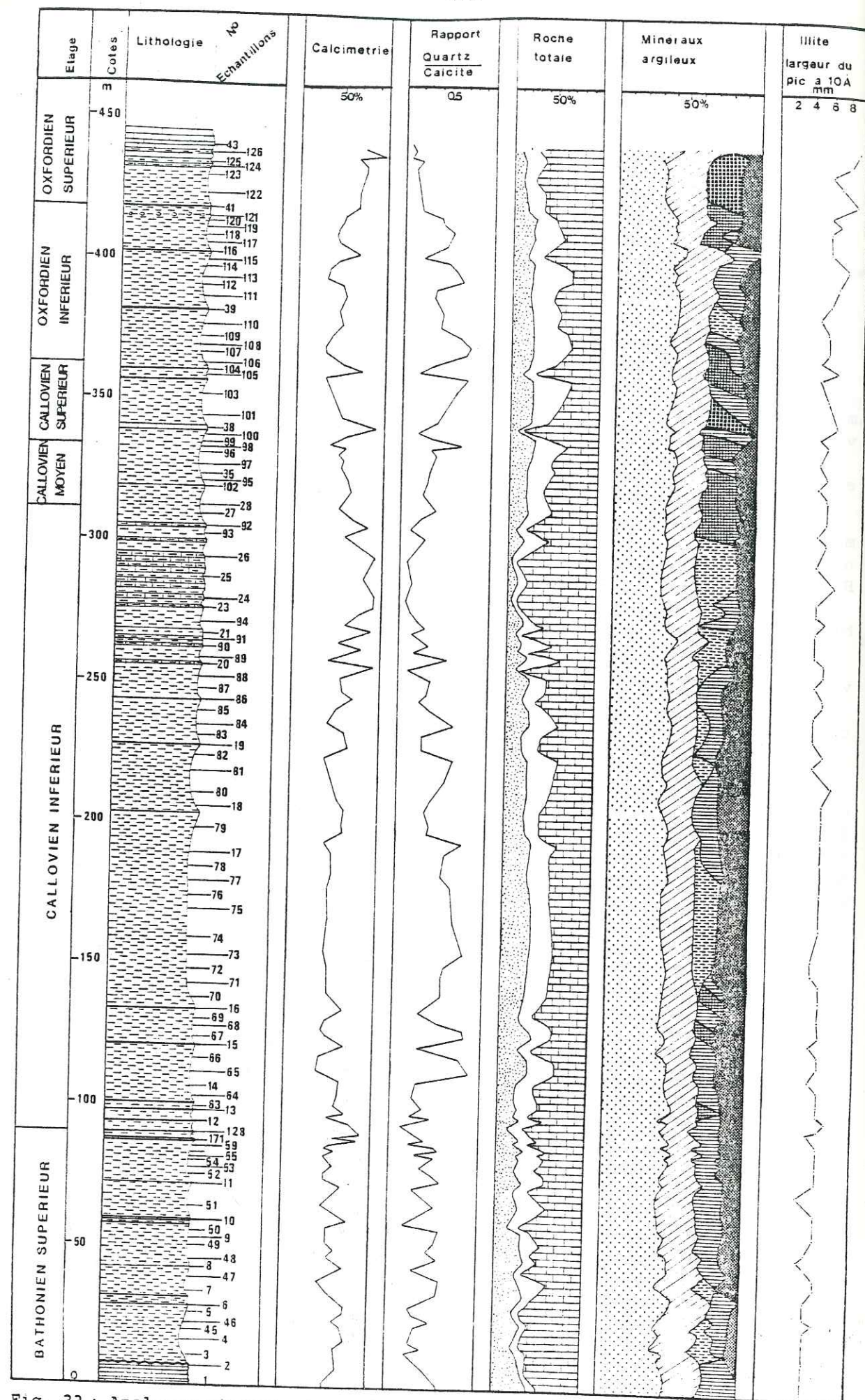
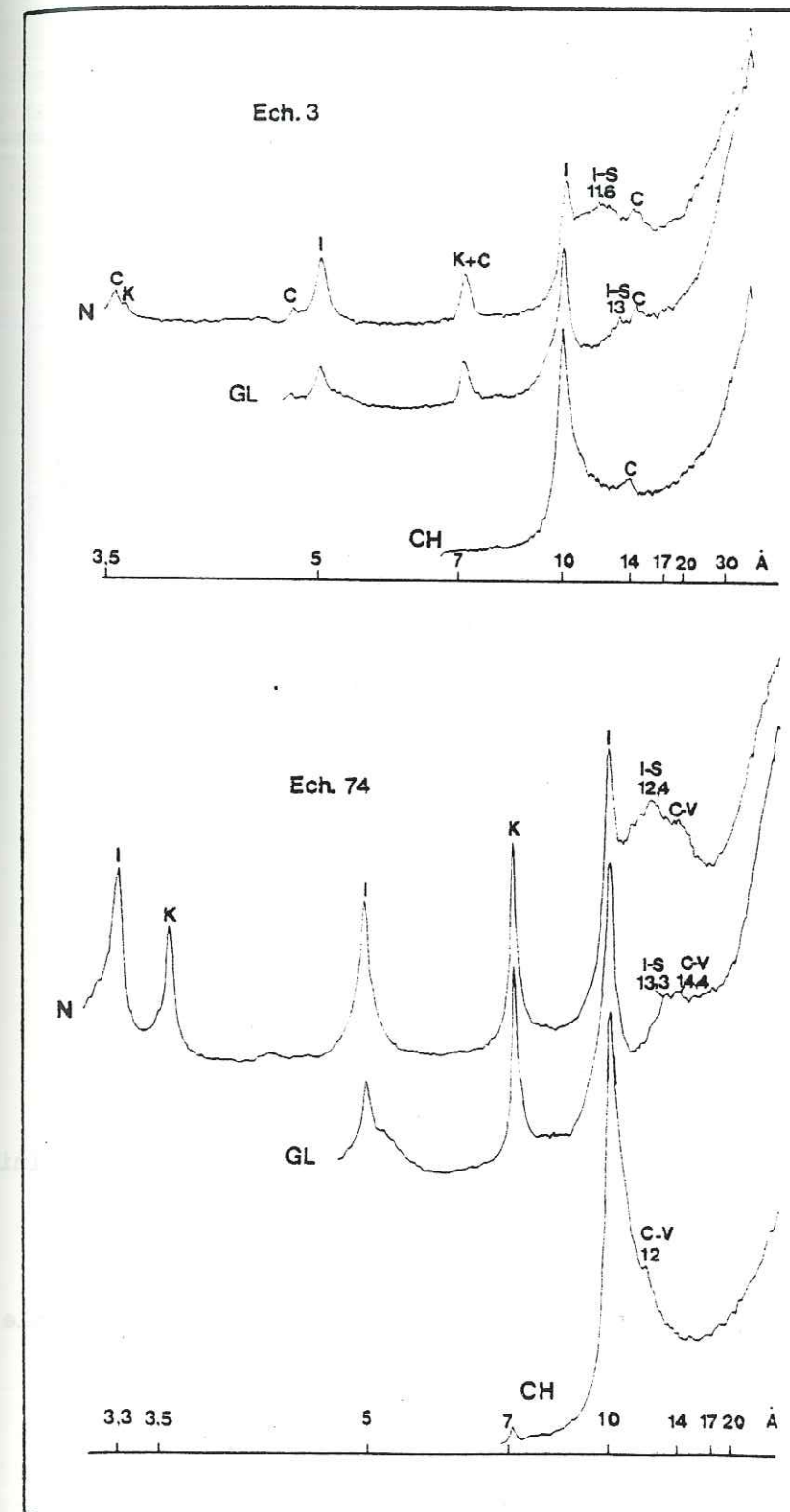


Fig. 33 : Analyses minéralogiques de la coupe des Bonfillons (Légende p. 99).



N : diffractogramme non traité (normal)
GL : diffractogramme (glycol).
CH : diffractogramme chauffé à 490°C
I : illite
I-S : interstratifiés illite-smectite
C : chlorite
K : kaolinite
C-V : interstratifiés chlorite-vermiculite.

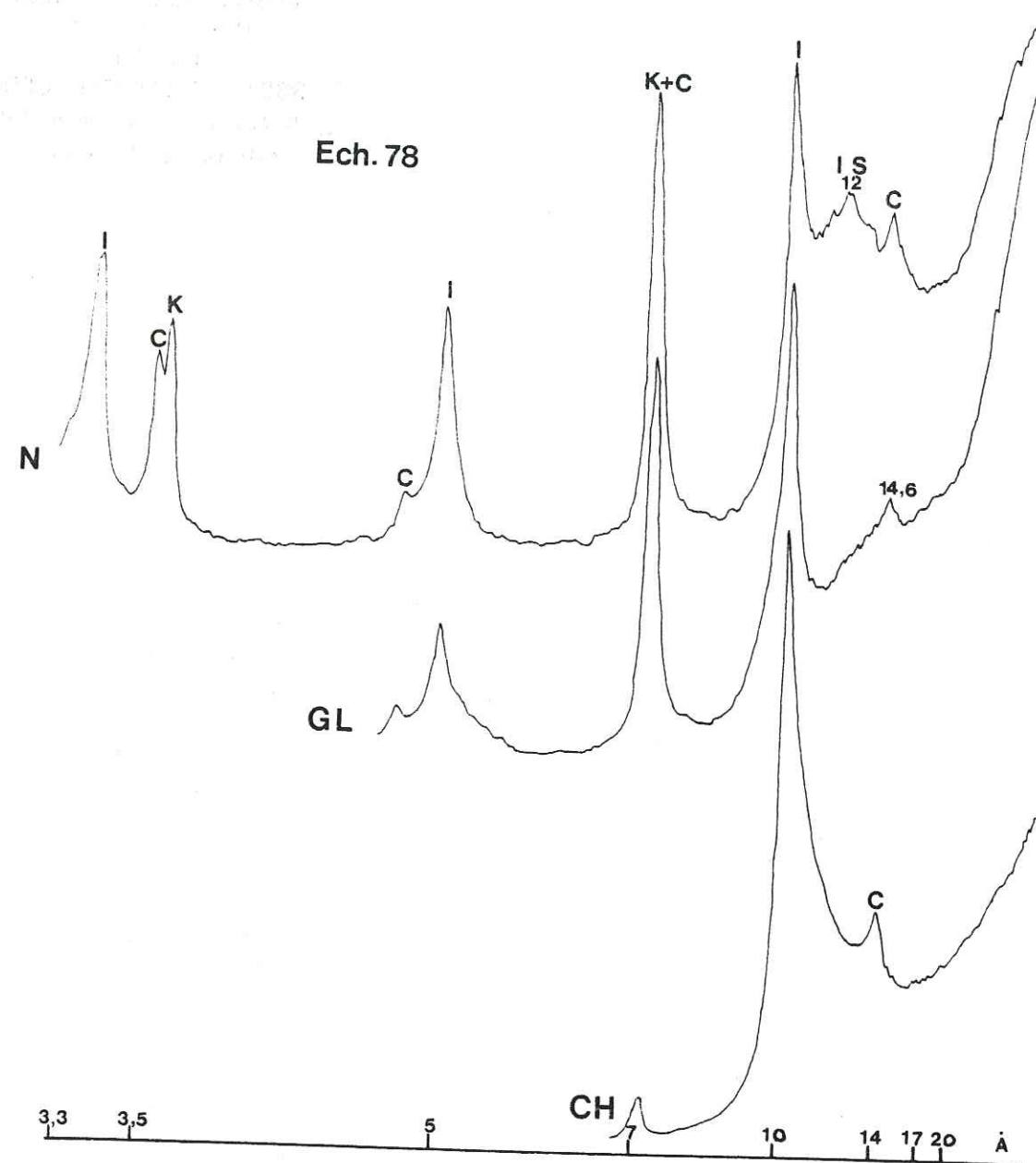
Ech. 3 : Bathonien supérieur

- normal : les interstratifiés illite-smectite montrent des réflexions entre 11,6 et 12,3Å.
- glycol : ils se déplacent à 13Å.
- chauffage : ils se contractent à 10Å. Le pic à 14Å de la chlorite est rabougri : chlorite instable au chauffage. La légère rampe entre 10 et 14Å indique la présence probable d'interstratifiés chlorite-vermiculite.

Ech. 74 : Callovien inférieur

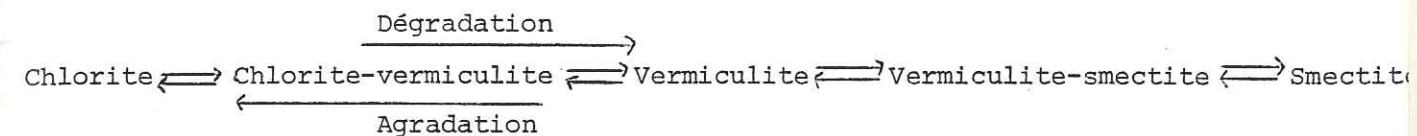
- normal : les interstratifiés illite-smectite présentent un effet de pointe à 12,4Å. On remarque aussi un pic plus ou moins net à 14,4Å.
- glycol : les interstratifiés illite-smectite se sont déplacés à 13,3Å. Le pic à 14,4Å n'a pas bougé.
- chauffage : on constate qu'il existe une petite réflexion à 12Å avec légère rampe avec base vers 14Å : il s'agit d'interstratifiés chlorite-vermiculite. La chlorite est absente.

Fig. 34 : Diffractogrammes caractéristiques de la coupe des Bonfillons.



I : illite, I-S : interstratifiés illite-smectite, C : chlorite, K : kaolinite
 N : diffractogramme non traité
 GL : diffractogramme traité au glycol
 CH : diffractogramme chauffé à 490°C

Fig. 35 : Association à illite, illite-smectite, kaolinite et chlorite stable au chauffage dans la coupe des Bonfillons.



mais ici, le dernier terme de la dégradation (smectite) n'est pas atteint.

d) La Kaolinite.

Elle est absente au début de la coupe dans les calcaires détritiques du Bathonien supérieur, puis elle apparaît avec des proportions faibles dans les marnes à microfilaments (5 à 15%). Au Callovien inférieur, la teneur en kaolinite augmente (20 à 25%). Au sommet du Callovien, elle montre une diminution de son pourcentage dans les calcaires à débit moduleux. Il en est de même dans le reste de la coupe, avec des épisodes où ce minéral n'est pas représenté.

e) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite.

Aux Bonfillons, la cristallinité de l'illite ne montre qu'une légère variation. Les illites du Bathonien supérieur et du Callovien (fig. 33) sont en général mieux cristallisées (indice de cristallinité de 5 à 6) que les illites de l'Oxfordien (indice de cristallinité de 7 à 9).

La composition chimique des illites étudiées par la méthode d'ESQUEVIN (1969) varie peu. Le rapport $\frac{I\ 002}{I\ 001}$ varie de 0,25 à 0,39 quelque soit le niveau stratigraphique envisagé. Les illites des Bonfillons ont une composition chimique allant d'un mélange de muscovite + biotite jusqu'aux phengites.

4. - LA COUPE DE CLAPS

Les minéraux rencontrés sont les mêmes que dans la coupe des Bonfillons avec en plus la présence de smectite (fig. 36).

a) L'illite.

- au Bathonien supérieur, l'illite est abondante avec des teneurs de 70 à 80%. Il faut remarquer une augmentation de l'illite quand le pourcentage en carbonate de calcium augmente, excepté dans les calcaires à pellets et oolithes (éch. 138 à 144) où la quantité d'illite diminue.

- le Callovien débute avec des teneurs élevées en illite (60%) qui diminuent progressivement quand on s'élève dans la série (33 à 40%).

b) Les interstratifiés illite-smectite.

La proportion d'interstratifiés irréguliers illite-smectite varie peu le long de la série et atteint 20% environ. Leurs caractéristiques demeurent les mêmes que dans les profils précédemment étudiés.

c) La chlorite, les interstratifiés chlorite-vermiculite et vermiculite-smectite.

Les interstratifiés chlorite-vermiculite et vermiculite-smectite apparaissent vers le haut de la coupe et prennent la relais de la chlorite.

- au Bathonien supérieur, la chlorite et les interstratifiés sont absents.

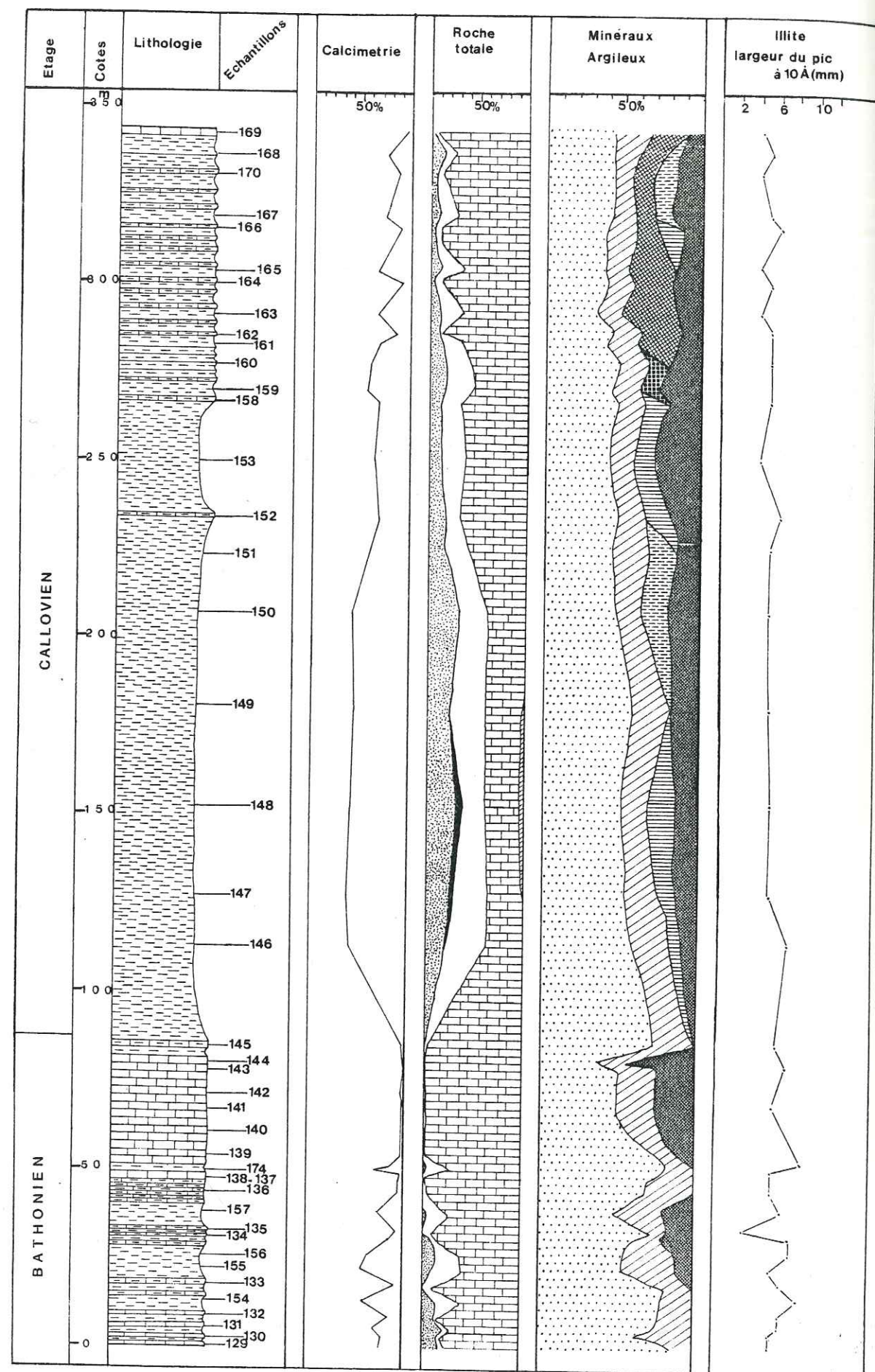


Fig. 36 : Analyses minéralogiques de la coupe de Claps (Légende p. 89).

- au Callovien, la chlorite est représentée avec des taux de 5 à 15%, puis elle alterne avec les interstratifiés irréguliers chlorite-vermiculite. La vermiculite-smectite est très peu représentée.

La présence des interstratifiés chlorite-vermiculite et vermiculite-smectite est expliquée avec la même hypothèse que dans la coupe des Bonfillons par dégradation de la chlorite.

d) La smectite.

Elle apparaît au sommet du Callovien avec des proportions de 15 à 38%. C'est une smectite à 14,6A° au normal, se déplaçant à 17,5A° après traitement au glycol et s'écrasant à 10 A après chauffage (fig. 37, éch. 165).

La présence de cette smectite est peut être due à la dégradation poussée de la chlorite, ou à un changement des conditions d'apport ou de sédimentation du milieu de dépôt.

e) La kaolinite.

Elle est relativement abondante à Claps. Au Bathonien supérieur, les teneurs sont de 10 à 40% avec le maximum dans les calcaires à pellets et oolithes. Au Callovien, la quantité de kaolinite diminue légèrement avec des proportions de 40 à 30%.

f) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite.

Les illites de Claps montrent en général une cristallinité élevée, l'indice de cristallinité varie de 5 à 8, avec une moyenne de 6.

Le rapport $\frac{I_{002}}{I_{001}}$ varie de 0,20 à 0,38 quelque soit le niveau stratigraphique considéré. Les illites de Claps ont une composition chimique voisine de celle des illites des Bonfillons.

5. - LE SONDAGE DE JOUQUES 1

La figure 38 montre la composition chimique des minéraux argileux rencontrés dans ce sondage : l'illite, les interstratifiés illite-smectite, la chlorite et kaolinite.

a) L'illite.

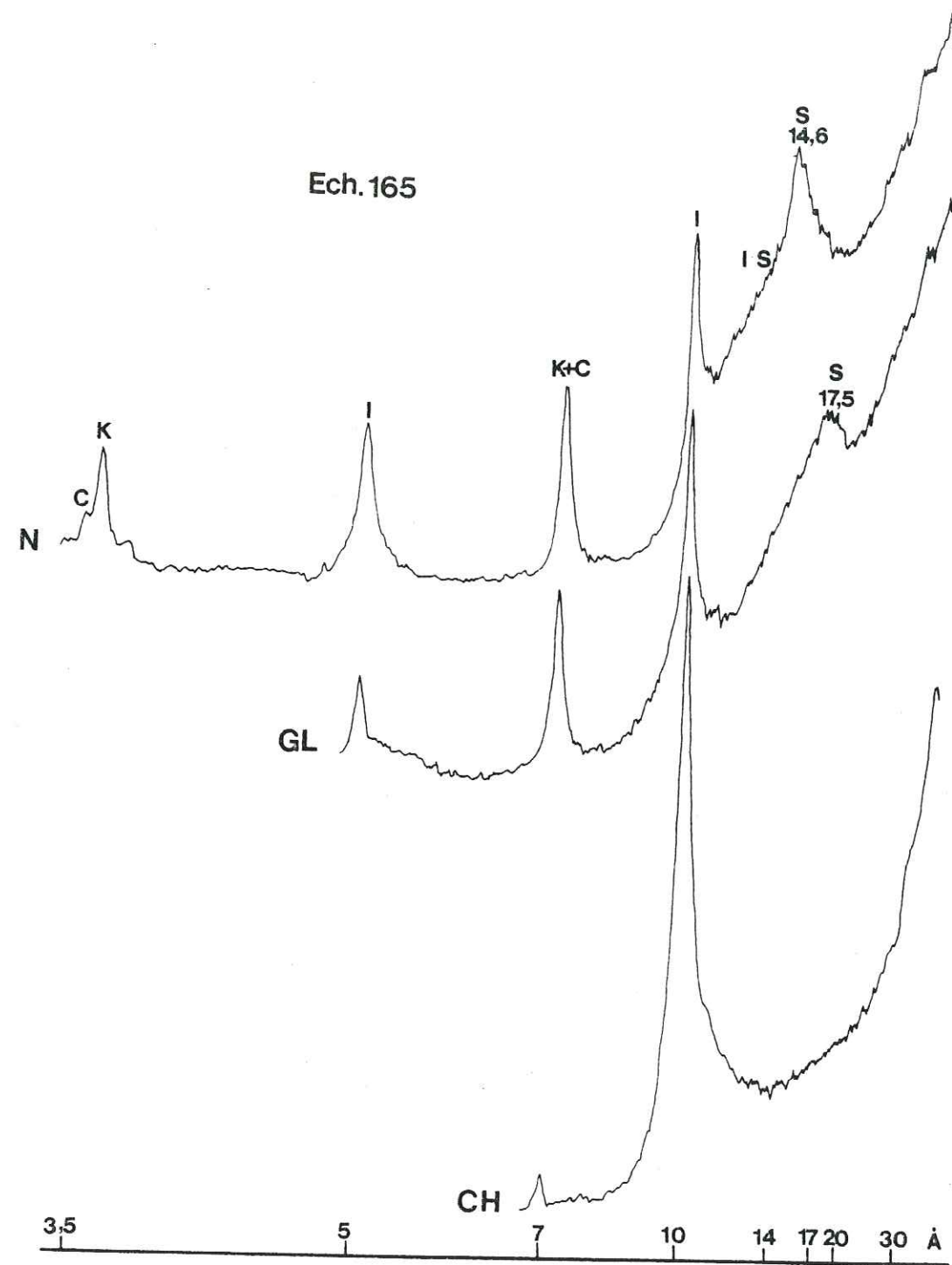
- au Bathonien, la proportion d'illite est importante (50 à 70%).

- du Callovien à l'Oxfordien inférieur, on remarque une diminution de la quantité d'illite (40 à 50%).

- à l'Oxfordien supérieur, la proportion d'illite augmente de nouveau et atteint 55 à 60% dans les calcaires de l'Oxfordien supérieur.

b) Les interstratifiés illite-smectite.

Ils demeurent constants le long du sondage avec des taux d'environ 30%. Ces interstratifiés comme dans les autres profils précédemment étudiés ont des réflexions variables suivant les niveaux, mais il n'existe pas d'évolution continue dans l'interstratification des feuillets gonflants et des feuillets d'illite.



S : smectite, I : illite, I-S : interstratifiés illite-smectite,
 K : kaolinite
 C : chlorite
 N : diffractogramme non traité
 GL : diffractogramme traité au glycol
 CH : diffractogramme chauffé à 490°C

Fig. 37 : Association à smectite, illite-smectite, kaolinite et chlorite dans le Callovien de Claps.

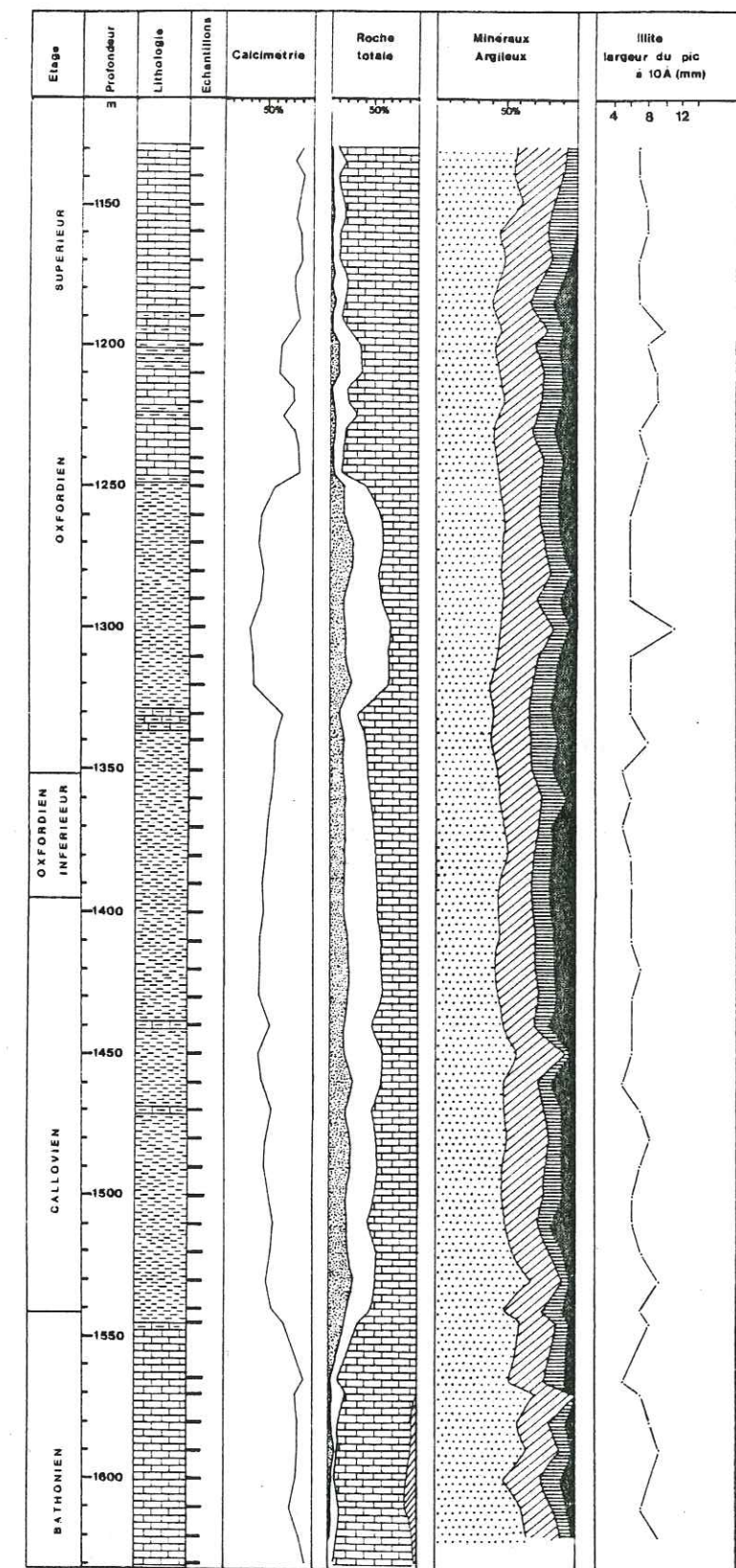


Fig. 38 : Analyses minéralogiques du sondage de Jouques 1.
 (légende p. 89 ou sur une planche hors-texte)

c) La chlorite

Elle apparaît le long du sondage avec des proportions de 10 à 15%. Ces teneurs diminuent légèrement au Callovien et au Bathonien.

d) La kaolinite

Au Bathonien supérieur, la teneur en kaolinite est faible (8 à 15%). Elle augmente en allant vers le haut du sondage (20 à 25%). Au sommet du sondage, dans l'Oxfordien supérieur, la kaolinite disparaît.

e) Cristallinité et rapport des pics (002) et (001) de l'illite

L'illite montre des indices de cristallinité de 5 à 12 qui ne varient pas en fonction de la profondeur (fig. 38). Ces illites ne montrent donc pas d'effet de diagenèse d'enfouissement, leur cristallinité souvent proche de 5 est bonne ; c'est probablement un caractère acquis dès l'origine, par exemple par héritage comme à Claps.

Le rapport $\frac{I_{002}}{I_{001}}$ de l'illite varie de 0,25 à 0,40 quelque soit le niveau stratigraphique considéré. Les illites de Jouques ont une composition chimique allant d'un mélange de biotite + muscovite jusqu'aux phengites.

6. - LES COUPES DE LA MONTAGNE DE VAUTUBIERE ET DU MONT-MAJOR

Ces deux coupes situées au Nord-Est dans la région de Rians présente une évolution semblable (fig. 39 et 40).

Les minéraux argileux rencontrés sont l'illite, les interstratifiés illite-smectite et chlorite-vermiculite, la kaolinite, la chlorite et la vermiculite.

a) L'illite

La proportion d'illite est importante dans les deux coupes (50 à 70%), excepté dans la dolomie corrodée du Mont-Major (Bathonien) où la teneur en illite est faible. A l'Oxfordien supérieur, l'illite tend à diminuer de proportion.

b) Les interstratifiés illite-smectite

Ils sont représentés avec des teneurs de 30% en moyenne. Ils tendent à augmenter à l'Oxfordien supérieur (40%).

c) La chlorite, les interstratifiés chlorite-vermiculite et la vermiculite

- dans la coupe de la Montagne de Vautubière, la chlorite est présente accompagnée ou non par la vermiculite et par les interstratifiés chlorite-vermiculite avec des teneurs de 10 à 15%.

- Au Mont-Major, les interstratifiés chlorite vermiculite apparaissent au sommet de l'Oxfordien inférieur et à l'Oxfordien supérieur avec des proportions de 10 à 15%.

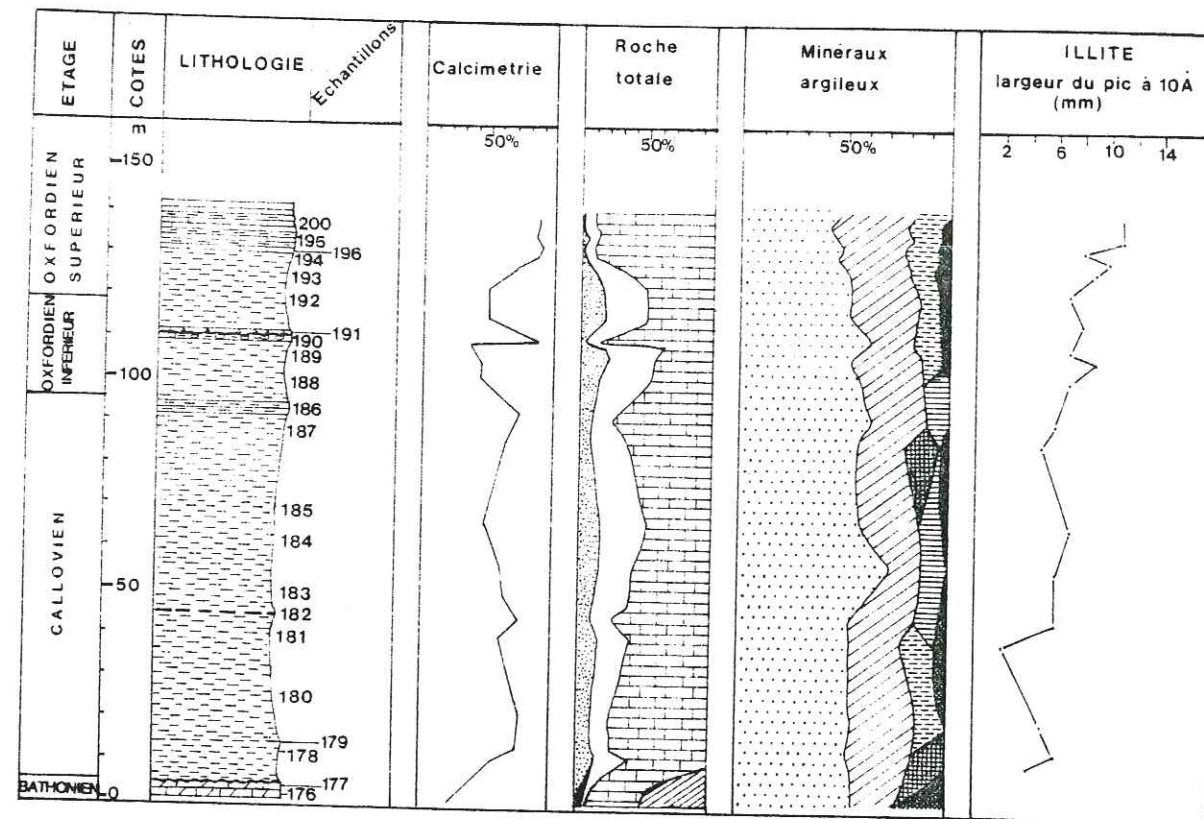


Fig. 39 : Analyses minéralogiques de la coupe de la Montagne de Vautubière.

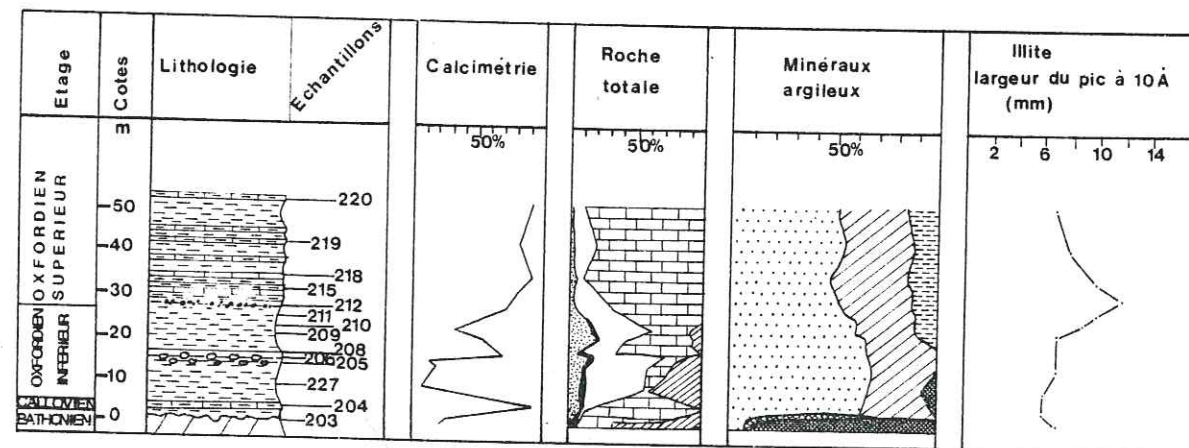


Fig. 40 : Analyses minéralogiques de la coupe du Mont-Major.
(Voir la légende de ces deux figures p. 89.).

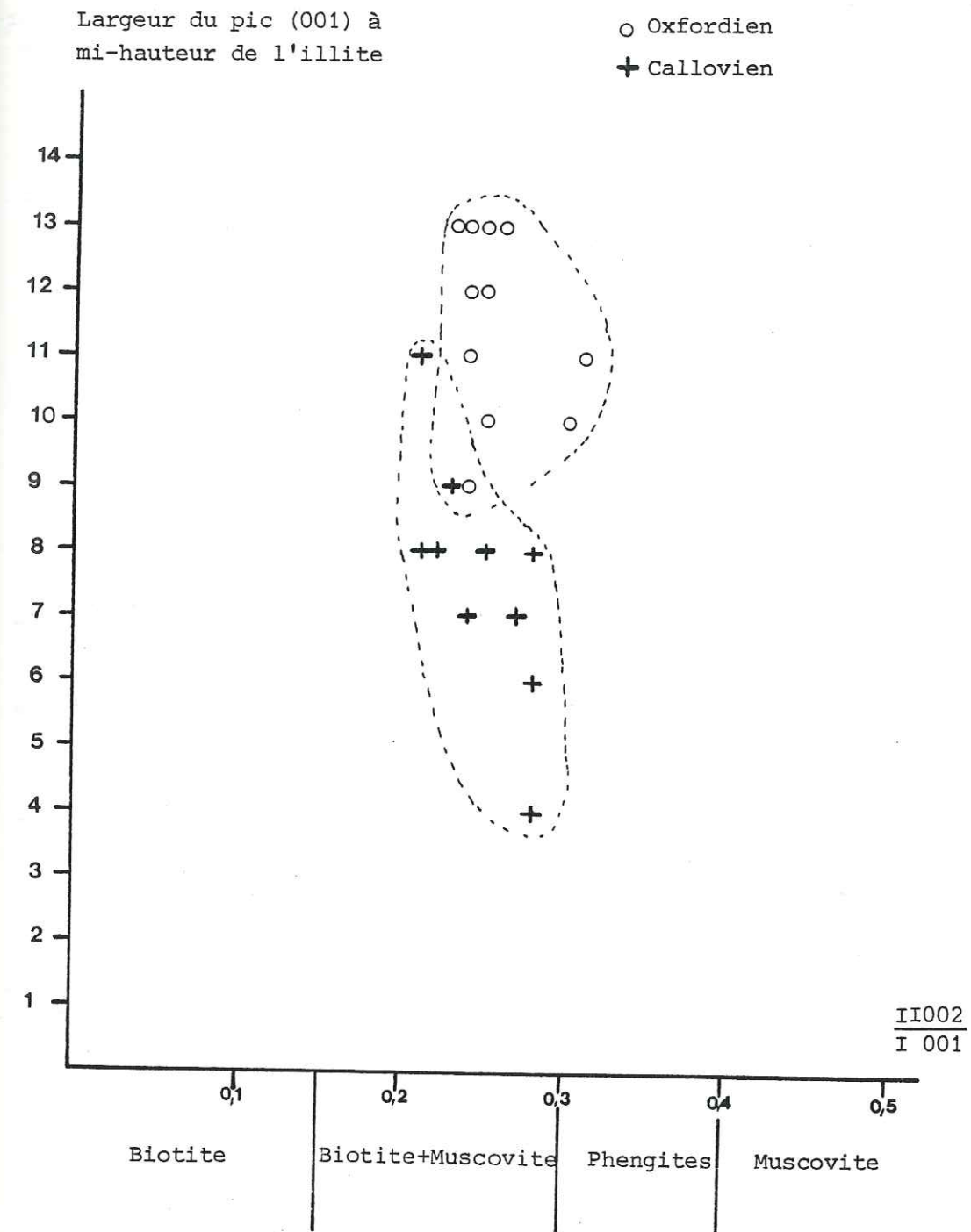


Fig. 41 : Caractérisation des illites selon la méthode d'ESQUEVIN dans la coupe de la Montagne de Vautubière.

d) La kaolinite

- à Vautubière, dans la dolomie ferrugineuse, la kaolinite est bien représentée (26%). Elle diminue au Callovien et à l'Oxfordien avec des teneurs faibles (4 à 8%).

- au Mont-Major, la kaolinite est abondante dans la dolomie corrodée (88%) accompagnée d'une faible quantité d'illite et de smectite. Dans les marnes dolomitiques de l'Oxfordien inférieur, la kaolinite n'est représentée que faiblement (7 %). Ce minéral disparaît dans la partie supérieure de l'Oxfordien comme dans les sondages de Jouques 1, Rognes 1 et d'Istres 101.

e) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite

La cristallinité de l'illite dans les deux coupes diminue quand on s'élève dans la série. A Vautubière, les indices de cristallinité sont de 4 à 8 pour le Callovien et de 9 à 13 pour l'Oxfordien.

Le rapport d'intensité des pics (002) et (001) de l'illite varie entre des limites assez étroites (0,21 - 0,31) par rapport aux profils précédemment étudiés (fig. 41). D'après DUNOYER de SEGONZAC (1969), cela peut indiquer que la constitution chimique des couches octaédriques des illites est assez constante le long de la série. Les roches-mères de l'illite et les conditions de sédimentation n'ont probablement pas changé durant le Callovo-Oxfordien dans la région de Rians.

C. - REPARTITION SPATIALE DES MINERAUX ARGILEUX

Une vue d'ensemble de la répartition dans le temps mais aussi dans l'espace des minéraux argileux est nécessaire pour saisir les nuances d'une sédimentation argileuse apparemment monotone. Un schéma d'évolution d'Ouest en Est des minéraux (fig. 42) a donc été réalisé en calculant la moyenne arithmétique des valeurs obtenues dans chaque étage. La smectite n'a pas été représentée car elle constitue un minéral rare dans les terres noires. Dans les coupes de terrain, les interstratifiés chlorite-vermiculite, vermiculite-smectite et la vermiculite ont été regroupés avec la chlorite puisque l'on sait qu'il y a altération des chlorites lorsque les terres noires sont à l'affleurement (voir p.99-103)

1. - L'ILLITE

L'illite est partout présente dans les échantillons étudiés et elle constitue le minéral argileux dominant dans tout le bassin. On constate que les fortes teneurs en illites se rencontrent fréquemment à l'Est (Vautubière, Mont-Major).

En tenant compte de la méthode employée par ESQUEVIN (1968), les illites les plus alumineuses se trouvent à Rognes 1 et dans une moindre mesure à Istres 101 tandis qu'à l'Est, dans la région de Rians, les illites ont une composition chimique d'un mélange de muscovite et de biotite. Ce sont les illites les moins alumineuses des terres noires.

Ces résultats montrent que d'une région à l'autre du bassin, les conditions sédimentologiques ont varié. Les illites d'Istres 101 ont évolué dans leur composition (voir p.91-93.) tandis que celles de la Montagne de Vautubière

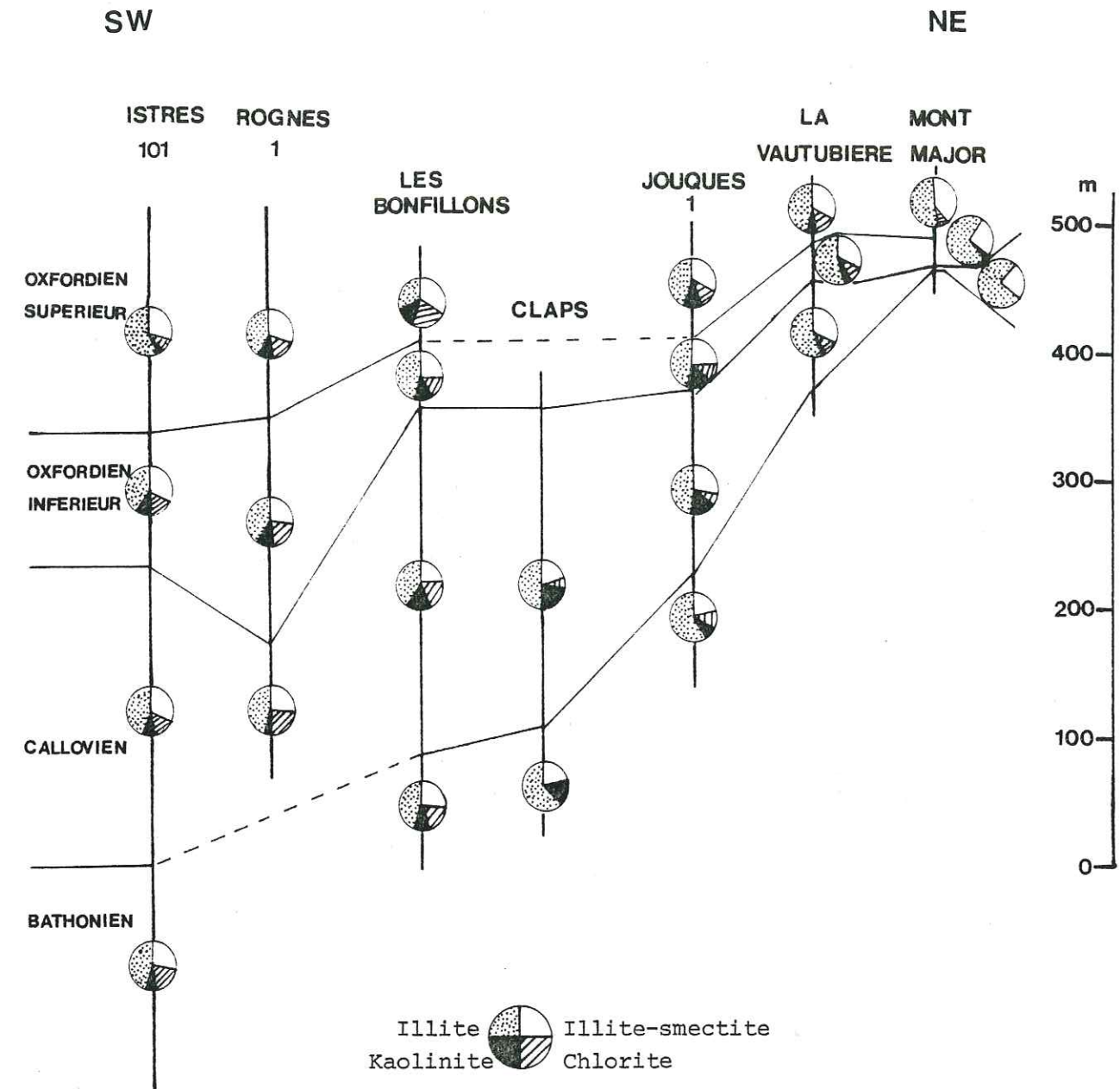


Fig. 42 : Répartition spatiale des minéraux argileux.

et du Mont Major sont restées stables face aux conditions de sédimentation (ESQUEVIN, 1968 ; DUNOYER de SEGONZAC, 1969). La cristallinité de l'illite par contre, a très peu variée. Toutefois, les séries de l'Ouest semblent mieux cristallisées que celles de l'Est, ce qui est peut être dû à un enfouissement plus grand à l'Ouest.

2. - LES INTERSTRATIFIES ILLITE-SMECTITE

Les interstratifiés illite-smectite constituent le deuxième minéral important après l'illite. On les trouve partout avec des proportions variables. Leur teneur augmente légèrement au Mont-Major et à Vautubière. Tout semble montrer que ces interstratifiés n'ont pas subi pratiquement d'évolution pendant la sédimentation et la diagenèse.

3. - LA CHLORITE

La chlorite est plus représentée dans les régions de l'Ouest, là où la sédimentation devient épaisse. La proportion de chlorite diminue vers l'Est et devient rare au Mont-Major. Cette répartition de la chlorite peut s'expliquer selon deux hypothèses :

- la chlorite était prépondérante à l'Ouest, zone du bassin plus proche des sources et arrivait en faibles quantités à l'Est.
- ou bien, la chlorite était plus abondante à l'Ouest car les conditions y étaient plus favorables à sa formation.

D'après LUCAS (1962), quand on s'éloigne des bordures du bassin, la nature des minéraux argileux peut changer par suite de la concentration des ions qui s'accroît. La chlorite se serait néoformée là où les "terres noires" étaient plus épaisses et où le confinement était le plus grand.

4. - LA KAOLINITE

- à Istres 101 et à Rognes 1, la kaolinite est faiblement représentée dans les différentes étages traversées (3 à 10%).
- aux Bonfillons, à Claps et Jouques, elle est abondante avec des teneurs de 13 à 20% .
- à la Montagne de Vautubière et au Mont-Major, la kaolinite est présente sous forme de traces.

Ces données sur la kaolinite montrent que ce minéral se répartit suivant trois régions : une région ouest où les teneurs en kaolinite sont moyennes (Istres, Rognes), une région centrale où la kaolinite est bien représentée

(les Bonfillons, Claps, Jouques), et une région est pauvre en kaolinite (Vautubière, Mont-Major). La région des Bonfillons et de Claps devait être plus proche des courants d'apports de kaolinite que la région de Rians.

5. - CONCLUSION

On constate que les variations latérales de la composition de la fraction argileuse sont peu importantes dans le domaine considéré. L'illite et les interstratifiés illite-smectite sont des minéraux les plus représentés, ils demeurent constants et cela est vérifiable quelque soit le secteur envisagé. La répartition de la chlorite et de la kaolinite est plus diversifiée :

- la chlorite est plus abondante à l'Ouest (Istres, Rognes, les Bonfillons).
- les teneurs en kaolinite changent selon les régions et l'étage considérés. Ce minéral demeure rare à l'Est.

D. - ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX

Les minéraux argileux identifiés dans cette étude sont-ils hérités ou s'agit-il de transformation voire de néoformation ? Un autre problème à résoudre est celui des sources de ce matériel fin.

Pour la plupart des argiles rencontrées, l'origine détritique semble incontestable à cause des observations suivantes :

- les minéraux argileux ont été observés au microscope électronique à balayage et la morphologie des cristaux montre qu'il s'agit de minéraux détritiques qui ne présentent pas de formes nettes.
- les minéraux argileux présentent des associations monotones qu'on retrouve pratiquement de bas en haut des coupes et sondages. Il n'y a pas de passage progressif d'une smectite à une illite par l'intermédiaire d'un interstratifié vers la base de la série comme ce serait le cas s'il s'agissait de minéraux formés au cours de la diagenèse (DUNOYER de SERGONZAC, 1969). On peut seulement remarquer une amélioration de la cristallinité de l'illite et une tendance à la disparition de la kaolinite avec la profondeur dans les sondages d'Istres 101 et de Rognes 1.
- la composition de la fraction argileuse est indépendante de la lithologie ; il n'y a pas de liaison apparente entre le taux de carbonate de calcium dans les terres noires et la nature de l'argile présente.

1. - ORIGINE DE LA KAOLINITE

Il est reconnu que la kaolinite est un minéral qui se forme par altération latérique en climat chaud et humide, dans un milieu acide et lessivé (MILLOT, 1964). La kaolinite est stable dans l'hydrosphère, dans les sols et dans les sédiments. C'est le minéral argileux hérité le plus typique et le plus résistant.

Nous avons noté plus haut, que la kaolinite est rare, voire absente à

Vautubière et au Mont-Major sauf dans la dolomie rubéfiée. Elle est présente dans les autres profils, mais les teneurs les plus importantes s'observent aux Bonfillons et à Claps. Pour ARTRU (1972) qui a travaillé sur les "terres noires" du bassin Rhodanien, la kaolinite s'est formée "sur les reliefs très arasés et soumis à une altération latérisante correspondant à l'emplacement actuel du Massif Central, du Massif des Maures-Estérel et de ses prolongements vers le Sud-Ouest". Cette hypothèse n'est pas confirmée par les données paléogéographiques fournies par la synthèse du Groupe français d'étude du Jurassique (ENAY *et al.*, 1980) en ce qui concerne le Massif Central.

Les apports de kaolinite proviendraient alors, pour l'essentiel, de terres émergées situées au sud du bassin provençal.

La rareté ou l'absence de la kaolinite à Vautubière et au Mont-Major pourraient être mises en relation avec l'effet de barrière du haut-fond du Moyen-Verdon qui limiterait les apports d'origine méridionale.

L'hypothèse d'une diagenèse d'enfouissement ayant entraîné la disparition de la kaolinite à l'Est est séduisante mais difficile à prouver sur notre terrain d'étude. Cette transformation diagénétique rendrait compte de la diversification géographique d'une sédimentation à l'origine assez uniforme dans le bassin des terres noires.

Dans la dolomie corrodée, ferrugineuse, du Mont-Major et de Vautubière, la kaolinite est très abondante, accompagnée de goethite, de traces de smectite et d'illite. Cette kaolinite s'est probablement formée sur place, par altération, lors d'une phase de lessivage important ; il y a en effet, abondance de la goethite et une morphologie karstique de la dolomie.

2. - ORIGINE DE LA CHLORITE ET DE L'ILLITE

D'après MILLOT (1964), l'illite et la chlorite sont des minéraux détritiques communs, hérités des sols et sédiments. Ces deux minéraux sont stables dans les altérations à caractère surtout physique, dans les sols à faibles lessivages et à actions chimiques modérées, dans les sédiments déposés en eau alcaline et dans les diagenèses alcalines. En milieu acide, ces minéraux évoluent par dégradation ; la chlorite étant plus vulnérable que l'illite, d'où la formation d'interstratifiés. L'illite et la chlorite sont associées à des climats froids et contrastés et de ce fait s'opposent à la kaolinite. Il est logique d'envisager une source des apports en chlorite et en illite, probablement différente de celle de la kaolinite.

Dans les "terres noires" de Provence, la chlorite accompagnée ou non par les interstratifiés chlorite-vermiculite est présente partout, excepté au Mont Major et à Claps où elle est rare ; les teneurs les plus importantes se rencontrent à Rognes 1. Les données bibliographiques (DUNOYER de SEGONZAC, 1969, ARTRU, 1972) montrent que la chlorite est plus abondante quand on se dirige vers le Nord, du Pont-de-Mirabeau 1 à Grand-Lubéron 1. Ces faits peuvent indiquer que la chlorite provenait du Nord. ARTRU (1972) a montré que la chlorite avait une origine alpine (Alpes internes). Cette hypothèse ne semble pas en contradiction avec nos observations qui indiquent que la chlorite est plus abondante à Rognes 1, situé plus au Nord qu'à Istres 101. Sa rareté au Mont-Major peut s'expliquer comme pour la kaolinite par la présence du haut-fond du Moyen-Verdon.

L'origine de l'illite est beaucoup plus difficile à déterminer car ce minéral apparaît partout avec des teneurs importantes. Son origine détritique est certaine, car dans les "terres noires" les zones de la diagenèse où elle se forme en grande proportion ne sont pas atteintes. Cependant, si la majorité des illites sont hérités d'un continent plus ou moins lointain, une partie peut s'être formée malgré tout sur place, par aggradation. En effet, dans les sondages de

Rognes 1 et d'Istres 101, on observe une augmentation de la quantité d'illite avec la profondeur en même temps que la cristallinité de l'illite s'améliore et que la kaolinite tend à disparaître.

3. - ORIGINE DE L'ILLITE-SMECTITE

Ces minéraux interstratifiés sont qualifiés par MILLOT (1964) comme des étapes de la dégradation". Leur origine détritique est possible car on les trouve dans tous les sondages et coupes étudiés, sans grandes variations avec le niveau stratigraphique et la profondeur. Comme pour l'illite, la source des apports des interstratifiés illite-smectite est incertaine.

4. - ORIGINE DE LA SMECTITE

Les smectites sont des minéraux instables : du côté des altérations, le lessivage important aboutit à leur destruction ; du côté des transformations et des diagenèses, la fixation d'ions K^+ et Mg^{2+} conduit à la formation des micas et des chlorites (MILLOT, 1964). Le milieu marin, faiblement alcalin des sédiments qui viennent de se déposer, est favorable à la conservation et au développement des smectites (DUNOYER de SEGONZAC, 1969).

Dans les "terres noires" de Provence, les smectites s'observent surtout à la partie supérieure des profils étudiés. Leur origine détritique n'est pas évidente ; elles semblent plutôt d'origine secondaire. Elles paraissent liées soit à la lithologie puisque à Claps, elles apparaissent dans les marnes calcaires du Callovien supérieur et, à Istres, elles sont abondantes dans les calcaires argileux de l'Oxfordien supérieur, soit au résultat d'une altération, comme à Claps, où elles sont associées aux interstratifiés chlorite-vermiculite et vermiculite-smectite.

E. - CONCLUSION

La formation "des terres noires" a déjà fait l'objet de nombreuses études à caractère minéralogique et géochimique.

DUNOYER de SEGONZAC (1969) a montré l'existence d'une diagenèse d'enfouissement se traduisant par une aggradation de l'illite dont la cristallinité s'améliore ; l'évolution latérale en direction de la chaîne alpine indique la disparition de la kaolinite, l'illite devient prépondérante et sa cristallinité augmente vers l'Est. D'après DUNOYER de SEGONZAC (1969), ces transformations sont dues à l'influence du métamorphisme alpin.

Cependant, pour ARTRU (1968, 1972), l'absence de la kaolinite à l'Est serait due essentiellement à l'effet de barrière d'un haut-fond, la "dorsale dauphinoise", qui séparait le bassin de Die de celui de Gap, limitant ainsi les apports de kaolinite issus du Massif Central. Cette hypothèse ne semble pas confirmée par les données paléogéographiques (ENAY *et al.*, 1980).

Les résultats de BARLIER (1974) qui a travaillé sur les "terres noires" subalpines, confirment les données analytiques de DUNOYER de SEGONZAC et d'ARTRU. Il a étudié en plus de la minéralogie des argiles, le pouvoir réflecteur de la vitrinite ; la disparition de la kaolinite vers l'Est coïncide avec une élévation du pouvoir réflecteur, des valeurs inférieures à 2,3-2,9 % à des valeurs supérieures à 3,3-3,5%. P. ROBERT (1983) a établi une

comparaison entre la cristallinité de l'illite et le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans plusieurs coupes et sondages. Les analogies démontrent que les deux paramètres reflètent un effet dominant de transformation thermique dont la polarité vers l'Est est bien exprimée. ROBERT en conclut que cette diagenèse est certainement due à un phénomène thermique ; il s'agit probablement d'une manifestation hyperthermique en relation avec l'une des étapes de l'orogénèse alpine.

Nos études sur les "terres noires" de Provence ont montré l'existence d'une diagenèse d'enfouissement peu marquée par rapport à celle notée dans les "terres noires" subalpines et celles du bassin rhodanien ; on constate seulement une régression de la kaolinite, une légère augmentation de la proportion d'illite et une amélioration de sa cristallinité dans les sondages d'Istres 101 et de Rognes 1. L'évolution latérale d'Ouest en Est montre que la kaolinite est bien représentée à l'Ouest (les Bonfillons, Claps) alors qu'elle est rare voire absente à l'Est ; l'illite devient légèrement plus abondante vers l'Est.

La dolomitisation est également bien marquée à l'Est et il peut y avoir une relation entre la dolomitisation, la disparition de la kaolinite et le développement de l'illite.

La disparition de la kaolinite d'Ouest en Est peut être interprétée par l'effet de barrière de la dorsale dauphinoise et du haut-fond du Moyen-Verdon qui auraient limité les apports détritiques en provenance de terres émergées dont on ignore la position exacte. Elle peut être aussi liée à un degré de transformation plus important des argiles par une diagenèse d'enfouissement difficile à saisir sur les séries plus condensées et affleurantes qui sont situées à l'Est.

CHAPITRE III

GEOCHIMIE DES TERRES NOIRES

I. - INTRODUCTION

L'analyse chimique minérale sur échantillon total a été réalisée sur vingt échantillons du sondage d'Istres 101, seize échantillons du sondage de Rognes 1 et trente échantillons de la coupe des Bonfillons. En outre, les échantillons moyens de la fraction argileuse inférieure à 2 μm , prélevés sur une transversale Ouest-Est, d'Istres 101 au Mont-Major, ont été analysés afin de déceler les évolutions du bassin vers une bordure.

L'étude de la matière organique n'a porté que sur quinze échantillons de la coupe des Bonfillons. Ce qui donne quelques indications sur la nature et l'état de maturation de la matière organique et l'absence de liaison entre la matière organique et la matière minérale.

II. - GEOCHIMIE MINÉRALE

Vingt échantillons de roche totale du sondage d'Istres 101, seize échantillons du sondage de Rognes 1 et trente échantillons de la coupe des Bonfillons ont été analysés par la Société du Canal de Provence pour les éléments majeurs suivants : Mg, Fe, Mn, Na, K, P et pour deux éléments en traces : Cu et B. Les dosages du sodium, du potassium, du manganèse et du cuivre ont été effectués par spectrophotométrie d'absorption atomique, le fer total a été dosé par extraction citrique en volumétrie, le bore et le phosphore par calorimétrie.

Huit échantillons moyens de la fraction inférieure à 2 μm répartis depuis Istres 101 jusqu'au Mont-Major et douze échantillons bruts du sondage d'Istres 101 et de la coupe des Bonfillons ont été analysés au laboratoire de Pétrologie de Saint-Jérôme. Si, P et Ti ont été dosés par calorimétrie, Fe^{2+} par volumétrie, H_2O^- et H_2O^+ par différence après chauffage au four à 110°C et à 1 000°C ; les autres éléments comme Al, Mg, Ca, Fe total, Na, K, Mn, Li, Sr, Rb, Ba, Co, Cu, Cr, Ni, V étant dosés par spectrophotométrie d'absorption atomique. Le bore de cette fraction inférieure à 2 μm a été analysé au C.R.P.G. de Nancy et le gallium au B.R.G.M. d'Orléans.

Les concentrations des éléments majeurs sont exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes : SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , MnO ; celles des éléments traces sont données en parties pour million de métal (ppm).

Les données chimiques ainsi obtenues ont été traitées puis comparées aux données minéralogiques à l'aide d'un programme d'informatique mis au point par C. PARRON pour le micro ordinateur HEWLETT-PACKARD SYSTEM 45 DESKTOP COMPUTER du laboratoire de Pétrologie. La valeur moyenne et l'écart-

type de chaque élément et de chaque minéral, d'une part pour les échantillons de roche totale des différents profils, d'autre part pour les échantillons de la fraction inférieure à 2 μ m ont été ainsi établis. On a également obtenu les coefficients de corrélation entre les différents éléments pris deux à deux et entre les éléments et les minéraux.

Dans l'étude qui suit, nous examinerons successivement la composition chimique moyenne, la répartition des éléments entre les constituants minéralogiques et l'évolution verticale et latérale de ces éléments.

	SONDAGE D'ISTRES 101 (20 éch.)				SONDAGE DE ROGNES 1 (16 éch.)				COUPE DES BONFILLONS (30 éch.)			
	\bar{X}	σ	Min.	Max.	\bar{X}	σ	Min.	Max.	\bar{X}	σ	Min.	Max.
Minéraux %												
Quartz	24,50	9,40	1,00	39,00	15,50	6,55	9,00	30,00	21,93	7,25	4,00	32,00
Calcite	46,95	14,82	30,00	86,00	54,56	23,71	6,00	86,00	57,43	16,05	33,00	92,00
Argiles	26,78	7,27	11,00	38,00	24,25	18,40	3,00	65,00	20,60	10,90	4,00	42,00
Illite	47,05	5,45	34,00	56,00	41,93	5,44	32,00	47,00	41,53	4,91	31,00	49,00
Illite-smectite	28,60	4,63	20,00	38,00	29,06	3,25	23,00	34,00	24,56	3,76	18,00	36,00
Chlorite	15,70	4,80	0,00	23,00	21,50	3,32	14,00	27,00	20,36	6,31	12,00	42,00
Kaolinite	6,45	5,66	0,00	17,00	6,50	5,62	0,00	15,00	13,63	6,16	0,00	24,00
Oxydes %												
MgO	0,86	0,30	0,42	1,62	2,54	0,29	1,70	3,11	1,80	0,32	0,96	2,73
Fe ₂ O ₃	2,91	0,99	1,08	4,62	-	-	-	-	2,67	1,01	1,31	4,60
MnO	0,034	0,013	0,012	0,064	0,039	0,017	0,012	0,064	0,034	0,021	0,012	0,077
Na ₂ O	0,62	0,27	0,21	0,98	-	-	-	-	0,40	0,17	0,18	0,86
K ₂ O	0,90	0,37	0,31	1,92	1,94	0,73	0,86	2,86	1,76	0,43	0,39	2,71
P ₂ O ₅	0,124	0,027	0,070	0,160	-	-	-	-	0,120	0,023	0,092	0,160
Eléments traces PPM												
Cu	109	120	50	160	51	20	10	80	56	15	30	90
B	75	14	40	90	49	17	20	80	37	18	10	80

— Élément non dosé Min. Valeur extrême minima

\bar{X} Moyenne arithmétique Max. Valeur extrême maxima

σ Ecart-type

Tabl. V : Composition minéralogique et chimique moyenne des échantillons de roches totales des sondages d'Istres 101 et de Rognes 1 et de la coupe des Bonfillons (analyses faites au Canal de Provence).

A. - GEOCHIMIE DE LA ROCHE TOTALE

1. - COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE

La composition chimique moyenne des trois profils étudiés : Istres 101, Rognes 1 et les Bonfillons (tabl V) montre les faits suivants, qui appellent quelques commentaires :

- le magnésium montre des teneurs élevées à Rognes 1 ainsi qu'aux Bonfillons et faibles à Istres 101. Cet élément pourrait être lié à la chlorite car ce minéral est plus abondant dans le sondage de Rognes et dans la coupe des Bonfillons.

- le sodium est plus abondant à Istres 101 qu'aux Bonfillons. Cet élément peut être lié, soit aux argiles qui sont plus abondantes à Istres 101, soit au milieu de dépôt. Nous avons vu qu'en effet Istres 101 est situé plus à l'Ouest, dans l'axe du bassin.

- le potassium comme le magnésium est mieux représenté à Rognes 1 et aux Bonfillons qu'à Istres 101. Cette différence est cependant plus difficilement interprétable car, dans le sondage d'Istres 101, les argiles et en particulier l'illite sont plus représentées. On devrait donc logiquement trouver à Istres 101 plus de potassium. Il y a donc là une contradiction entre les données de la minéralogie et les données de la géochimie.

- l'aluminium, le silicium et le titane (tabl VI et VII) : ces trois éléments sont liés aux minéraux détritiques (ARTRU, 1972) et montrent des teneurs plus élevées aux Bonfillons qu'à Istres 101. On peut observer cependant que la teneur en quartz est comparable et que le rapport alumine/silice est plus élevé aux Bonfillons. Ceci reflète peut être la plus grande richesse en kaolinite de cette coupe ?

Profondeur en m	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
2 625	9,60	3,23	0,16
2 715	27,58	7,99	0,50
2 915	21,32	6,42	0,40
3 305	34,45	10,29	0,58
3 516	21,82	6,46	0,32
3 999	29,18	6,96	0,39
\bar{X}	23,99	6,89	0,40

Tabl. VI

N° Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂
7	29,36	5,85	0,28
66	33,39	11,30	0,59
76	29,12	8,92	0,52
99	34,43	10,43	0,51
118	30,74	9,73	0,53
121	26,69	7,71	0,46
\bar{X}	30,62	8,98	0,48

Tabl. VII

Tabl. VI et VII.- Teneurs en silicium, aluminium et titane sur roche totale du sondage d'Istres 101 (tableau VI) et de la coupe des Bonfillons (tableau VII). Ces analyses ont été effectuées au Laboratoire de Pétrologie de Saint-Jérôme.

	QUARTZ	ARGILES	CALCITE	ILLITE	ILLITE-SMECTITE	CHLORITE	KAOLINITE	MgO	Fe ₂ O ₃	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Cu	B
B	- 0,02	0,17	0,01	0,09	0,01	0,04	- 0,09	- 0,27	- 0,20	0,26	0,05	- 0,17	0,18	0,30	
Cu	- 0,09	[0,41]	- 0,09	- 0,01	[0,37]	0,09	- 0,27	- 0,37	- 0,11	0,15	0,05	- 0,24	0,27		
P ₂ O ₅	0,21	0,21	- 0,08	[0,68]	- 0,12	- 0,03	- 0,69	- 0,41	- 0,21	0,11	- 0,47	- 0,63			
K ₂ O	0,25	- 0,04	- 0,25	- 0,54	0,17	[0,50]	[0,54]	[0,50]	[0,68]	0,03	[0,72]				
Na ₂ O	0,40	0,24	- 0,53	- 0,36	0,01	[0,48]	[0,62]	0,19	[0,63]	0,45					
MnO	+ 0,10	0,22	- 0,18	0,11	- 0,18	0,10	0,23	0,04	+ 0,06						
Fe ₂ O ₃	[0,68]	0,19	- 0,65	- 0,16	0,01	[0,51]	[0,46]	- 0,01							
MgO	- 0,39	- 0,39	[0,44]	- 0,42	- 0,07	- 0,21	- 0,30								
KAOLINITE	0,19	- 0,09	- 0,19	- 0,46	- 0,20	- 0,04									
CHLORITE	[0,64]	[0,37]	- 0,61	- 0,22	[0,54]										
ILLITE-SMECT	0,11	0,01	- 0,10	- 0,60											
ILLITE	0,07	0,30	- 0,05												
CALCITE	- 0,92	- 0,65													
ARGILES	[0,43]														

[] Valeurs significatives au seuil de 0,01
 [] Valeurs significatives au seuil de 0,05
 [] Valeurs significatives au seuil de 0,10
 - - - Tendances

Tabl. VIII : Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments traces et les minéraux de vingt échantillons du sondage d'Istres 101.

- Le bore et le cuivre sont beaucoup mieux représentés à Istres 101 que dans les deux autres profils. Les teneurs en bore peuvent indiquer le caractère plus marin de ce sondage situé à l'Ouest dans l'axe du bassin ; de nombreux auteurs (HARDER, 1963 ; ARTRU et GAUTHIER, 1966 ; DELFAUD et GAUTHIER, 1968 ; DUNOYER de SEGONZAC, 1969 ; ARTRU, 1972 ; MOSSER, 1980) ont en effet reconnu au bore un caractère d'indicateur de paléosalinité et donc du milieu marin. Les teneurs en cuivre peuvent indiquer que la matière organique était également plus importante à Istres 101. On sait en effet, que cet élément tend à se concentrer dans les sédiments riches en matière organique (VINE et TOURTELOT, 1970).

Si l'on compare maintenant les "terres noires" aux *black shales* et aux sédiments pélagiques, on remarque que la composition chimique moyenne des "terres noires" se distingue beaucoup de celle des *black shales* de l'Atlantique étudiés par VINE et TOURTELOT (1970), DEBRABANT et al (1979), CHAMLEY et al (1979) et BROSE (1982) et des sédiments pélagiques étudiés par EL WAKLEL et RILEY (1961). Les terres noires présentent des teneurs moins élevées en fer, sodium, potassium et bore que les *black shales* et les sédiments pélagiques. Ces différences sont probablement dues, d'une part, à une moins grande proportion d'argiles que dans les *black shales* et à un milieu à salinité moins marquée, ce qui expliquerait les différences en sodium, potassium et bore ; d'autre part, à un moins grand confinement ce qui expliquerait des différences en fer.

2. - REPARTITION DES ELEMENTS ENTRE LES CONSTITUANTS MINÉRALOGIQUES

Les coefficients de corrélation entre éléments majeurs, éléments traces et minéraux calculés pour le sondage d'Istres 101, le sondage de Rognes 1 et la coupe des Bonfillons sont représentés sur les tableaux (tabl VIII, X, XI). Des associations d'éléments et de minéraux, liés entre eux par un coefficient de corrélation positif pour une probabilité P choisie, ont ensuite été reconnues et représentées dans les tableaux IX et XII pour le sondage d'Istres 101 et pour la coupe des Bonfillons. La méthode est celle des groupes à intercorrélations positives de BESNUS (1975) et BESNUS et MOSSER (1976).

a. - SONDAGE D'ISTRES 101

Les coefficients de corrélation (tabl VIII) font apparaître des groupements d'éléments et de minéraux intercorrélés (tabl IX). Plusieurs cas sont à considérer :

GROUPES A INTERCORRELATIONS POSITIVES	INTERPRETATION
Ng	Carbonates
Ng K K Fe Na Fe (Na) Na Mn	Kaolinite Kaolinite + Chlorite (Quartz)
P	Minéraux hérités insensibles au milieu marin
(Cu B) (Cu) (Cu)	Illite
	Minéral sensible au milieu marin
	(Illite-smectite) (Argiles)
	Minéraux transformés et matière organique - milieu marin

Tabl. IX: Groupes d'éléments et de minéraux à intercorrélations positives sur roche totale dans le sondage d'Istres 101.

	B	Cu	K ₂ O	MnO	MgO	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE-SMECTITE	ILLITE	CALCITE	ARGILES	QUARTZ
B												
Cu	- 0,55											
K ₂ O	0,05	- 0,31										
MnO	- 0,08	- 0,23	- 0,52									
MgO	0,23	0,05	- 0,01	- 0,38								
KAOLINITE	- 0,38	0,10	- 0,52	- 0,33	- 0,30							
CHLORITE	0,05	0,23	0,06	0,11	- 0,25	- 0,38						
ILLITE-SMECTITE	0,17	- 0,29	- 0,15	- 0,17	0,15	- 0,29	- 0,64					
ILLITE	- 0,39	- 0,43	- 0,46	- 0,43	- 0,43	- 0,72	0,03	- 0,04				
CALCITE	- 0,34	0,28	- 0,73	- 0,58	- 0,01	- 0,72	- 0,48	0,41	- 0,59			
ARGILES	0,27	- 0,18	- 0,52	- 0,47	0,02	- 0,70	0,38	- 0,52	- 0,51	- 0,93		
QUARTZ	0,18	- 0,25	- 0,75	- 0,47	- 0,08	- 0,31	- 0,09	0,01	0,37	- 0,52	0,18	
KAOLINITE												
CHLORITE												
ILLITE-SMECTITE												
ILLITE												
CALCITE												
ARGILES												
QUARTZ												

Valeurs significatives au seuil de 0,01
 Valeurs significatives au seuil de 0,05
 Valeurs significatives au seuil de 0,10
 Tendances

Tabl. X : Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments en traces et les minéraux de seize échantillons du sondage de Rognes 1.

1) La corrélation entre Mg et la calcite traduisant sa liaison avec les carbonates.

2) Les intercorrélations du groupe Mg-K, K-Fe-Na, Na-Mn reflétant les éléments liés aux minéraux argileux hérités : kaolinite et chlorite. Une corrélation existe également avec le quartz, elle est normale puisque les argiles et singulièrement la chlorite présentent des corrélations avec le quartz au seuil de 0,01. Le fer peut être fixé dans le réseau des argiles (chlorites ferrifères), soit provenir des sulfures associés aux argiles (pyrite). Mn peut être adsorbé sur les argiles.

3) La bonne corrélation de P avec l'illite, c'est-à-dire avec le minéral le mieux représenté dans la fraction argileuse (tabl V). Ceci entraîne probablement la légère tendance de P à une liaison positive avec les argiles prises globalement : on remarque que P n'est pas lié aux interstratifiés illite-smectite alors que les smectites constituent le minéral argileux habituel des séries phosphatées (PREVOT et al, 1977 ; MOSSER, 1980).

4) La corrélation, à un seuil de probabilité plus faible, de Cu avec les argiles, l'illite-smectite et le bore ; ceci suggère une liaison entre milieu marin franc, matière organique et des argiles pouvant être issues d'une transformation à partir des illites, dans les parties du bassin les plus ouvertes aux influences du milieu marin. On comprend mieux, dans ce cas, la liaison de P plutôt caractéristique lui aussi du milieu marin avec les illites.

En résumé, dans le sondage d'Istres 101, les corrélations font ressortir les faits suivants :

- Mg lié aux carbonates,
- K, Mg, Fe, Na, lié à l'apport détritique,
- des éléments comme B, Cu et P qui peuvent caractériser un milieu de dépôt plus franchement marin.

b. - SONDAGE DE ROGNES 1

Les coefficients de corrélation (tabl X) ont conduit au regroupement d'associations à intercorrélations positives :

- Mg - illite
- K - Mn, quartz-argiles - (illite)
- (B) - (illite)

Dans ce sondage, les relations avec l'héritage continental, ici le quartz et l'illite, se retrouvent de nouveau. La corrélation positive Mg-calcite observée à Istres 101 n'existe plus. Par contre, on observe une corrélation négative calcite-K et calcite-Mn ; ces relations sont normales car ces éléments sont liés aux minéraux argileux hérités. La corrélation positive calcite-kaolinite (tabl X) est probablement due au fait que les niveaux les plus riches en kaolinite dans ce sondage sont aussi les plus carbonatés comme le montre l'évolution verticale détaillée sur la figure 44. Il existe enfin, une tendance à une corrélation positive entre bore et illite. On sait que cette relation est caractéristique des milieux ouverts (HARDER, 1973 ; MOSSER, 1980).

Dans le sondage de Rognes 1, on remarque également que les liaisons qui existaient entre le magnésium, le potassium et la kaolinite dans le sondage

	B	Cu	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	Fe ₂ O ₃	MgO	KAOLINITE	CHLORITE	ILLITE-SMECTITE	ILLITE	CALCITE	ARGILES	QUARTZ
B															
Cu	- 0,05														
P ₂ O ₅	0,07	- 0,02													
K ₂ O	- 0,10	0,03	- 0,02												
Na ₂ O	0,18	- 0,07	0,17	- 0,02											
MnO	0,64	0,14	- 0,12	- 0,29	0,02										
Fe ₂ O ₃	0,02	0,43	0,52	0,46	0,03	- 0,25									
MgO	- 0,22	+ 0,05	- 0,31	0,72	0,29	- 0,43	0,27								
KAOLINITE	0,10	0,05	0,59	0,52	0,27	- 0,19	0,63	0,26							
CHLORITE	- 0,07	- 0,31	- 0,41	- 0,42	- 0,12	+ 0,01	- 0,37	- 0,07	- 0,61						
ILLITE-SMECTITE	0,09	0,13	- 0,36	- 0,22	- 0,14	0,27	- 0,40	- 0,09	- 0,38	- 0,11					
ILLITE	- 0,14	0,28	- 0,02	0,02	0,09	0,07	- 0,05	- 0,05	- 0,24	- 0,33	- 0,11				
CALCITE	0,19	- 0,17	- 0,23	- 0,75	- 0,39	0,28	- 0,43	- 0,43	- 0,49	0,49	0,26	- 0,19			
ARGILES	- 0,19	0,08	0,17	0,80	0,24	- 0,35	0,46	0,51	0,51	- 0,38	- 0,25	- 0,02	- 0,93		
QUARTZ	0,13	0,24	0,26	0,47	0,52	- 0,09	0,28	0,19	0,31	- 0,52	- 0,29	0,27	- 0,82	0,55	
B															
Cu															
P ₂ O ₅															
K ₂ O															
Na ₂ O															
MnO															
Fe ₂ O ₃															
MgO															
KAOLINITE															
CHLORITE*															
ILLITE-SMECT.															
ILLITE															
CALCITE															
ARGILES															

Valeurs significatives au seuil de 0,01
 Valeurs significatives au seuil de 0,05
 Valeurs significatives au seuil de 0,10
 Tendances
 Les interstratifiés chlorite-vermiculite et la vermiculite sont additionnés à la chlorite

Tabl. XI : Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments en traces et les minéraux de trente échantillons de la coupe des Bonfillons.

d'Istres 101 ne sont plus représentées et qu'elles sont remplacées par des corrélations avec l'illite.

C. - COUPE DES BONFILLONS

Les coefficients de corrélation (tabl XI) ont conduit au regroupement des associations à intercorrélations positives (tabl XII).

GROUPES A INTERCORRELATIONS POSITIVES	INTERPRETATION
(Na) K Mg K K Fe Fe P Fe Cu	Argiles-kaolinite-quartz Argiles Argiles-kaolinite-quartz Kaolinite Illite (Quartz)
B Mn (Mn)	(Illite-smectite, calcite)
	Minéraux hérités du continent
	Milieu marin : tendance à la néoformation des illites-smectites et précipitation de calcite.

Tabl. XII: Groupes d'éléments et de minéraux à intercorrélations positives sur roche totale de la coupe des Bonfillons.

La majorité de ces associations montrent toujours l'importance des liens entre éléments et minéraux de l'héritage. P a une corrélation forte avec la kaolinite, Cu une corrélation plus faible avec l'illite et une tendance à être lié au quartz ; cette tendance s'explique pour P par la liaison avec la kaolinite, elle-même liée au quartz. Ceci peut indiquer qu'aux Bonfillons, l'influence détritique masque plus qu'à Istres 101 les caractères du milieu marin.

Les associations B-Mn et Mn-illite-smectite caractérisent certainement le milieu marin. Comme à Istres 101, le bore n'est lié à aucun minéral. Par contre, il est lié à Mn, lui-même intercorrélé aux minéraux formés (calcite) et vraisemblablement transformés (illite-smectite) dans le milieu marin.

3. - EVOLUTION VERTICALE DES ELEMENTS

a. - SONDAGE D'ISTRES 101

- le magnésium

Les teneurs en magnésium augmentent du Bajocien au Bathonien, diminuent au Callovien et augmentent de nouveau à l'Oxfordien (fig. 43).

Dans la répartition des éléments entre les constituants minéralogiques, nous avons remarqué que la seule corrélation positive du magnésium se faisait avec la calcite. Cela est confirmé en partie car ce n'est qu'à l'Oxfordien qu'on observe une augmentation simultanée des teneurs en calcite et en magnésium. L'augmentation du magnésium à l'Oxfordien est probablement due aussi à la présence de smectites. Dans le sondage d'Istres 101, on vérifie donc que le magnésium est lié certainement aux carbonates mais aussi à la fraction argileuse.

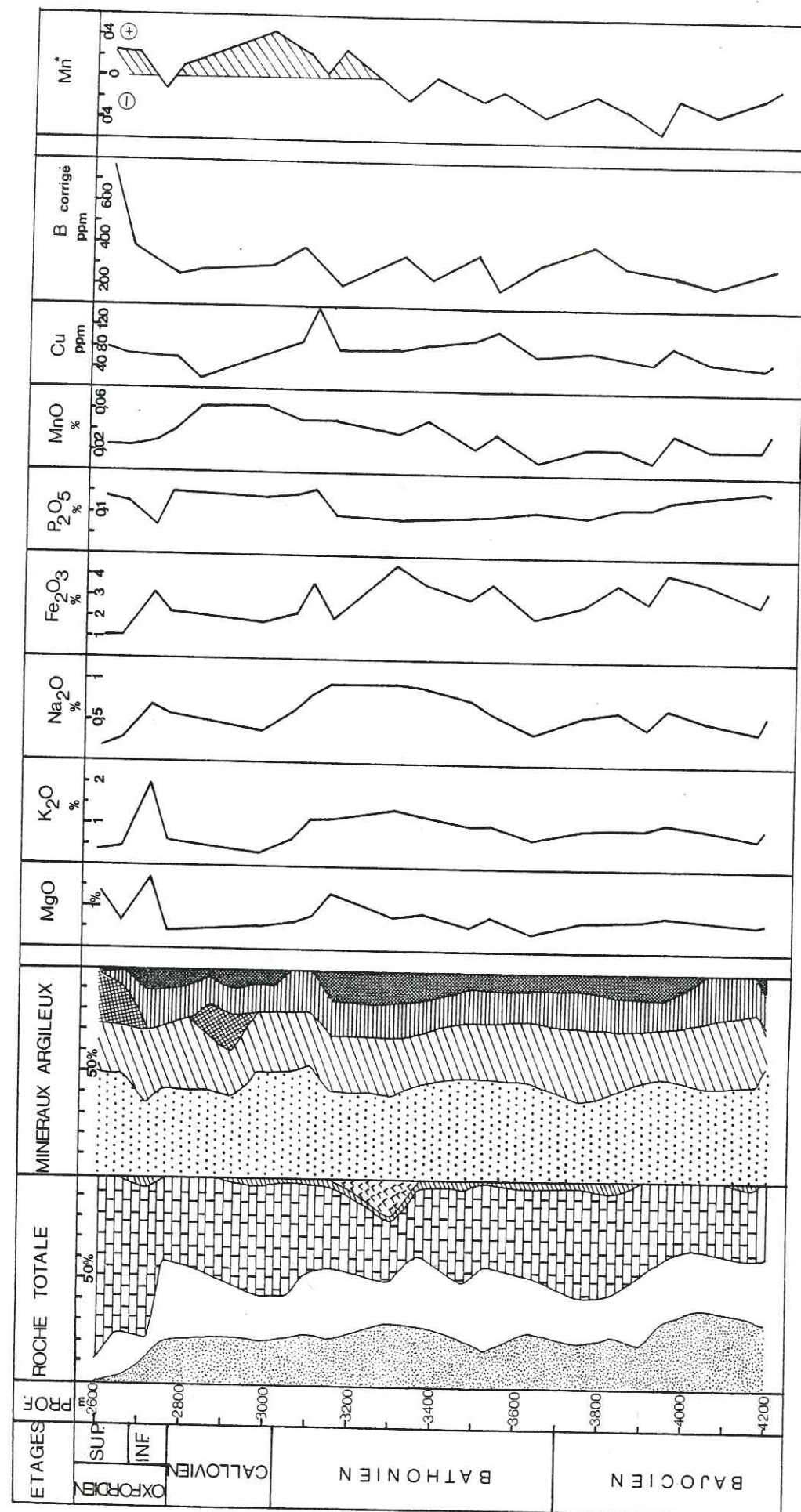


Fig. 43: Analyses minéralogiques et chimiques du sondage d'Istres 101.

- le potassium, le sodium et le fer (fig. 43)

Ces trois éléments évoluent de façon semblable. Ces faits confirment les liaisons statistiques constatées entre ces trois éléments dans les groupements d'éléments à intercorrélations positives. Les teneurs les plus élevées se rencontrent au Bajocien et au Bathonien, les teneurs les plus faibles au Callovien et à l'Oxfordien.

L'évolution du potassium traduit probablement l'agradation de l'illite comme on l'a déjà suggéré au niveau des corrélations géochimiques. En effet, on remarque une légère augmentation des teneurs en illite au Bathonien et au Bajocien. Les variations du sodium peuvent s'expliquer par un milieu marin (DUNOYER de SEGONZAC, 1969) dont la salinité augmente au Bathonien et diminue au Callovien et à l'Oxfordien ; mais comme cet élément a une évolution semblable à celle du potassium, il est plus vraisemblable de penser qu'il est lié aux argiles.

-le manganèse

Les teneurs en manganèse, faibles au Bajocien, augmentent progressivement au Bathonien et au Callovien. Les corrélations interéléments ont montré une corrélation positive manganèse-sodium laissant suggérer une liaison due au milieu de dépôt. L'évolution verticale de ces deux éléments montre que cette liaison n'est pas évidente pour le Callovien.

L'étude de l'anomalie en manganèse Mn^* par le rapport :

$$Mn^* = \log \left[\frac{Mn \text{ échantillon}}{Mn \text{ shales}} / \frac{Fe \text{ échantillon}}{Fe \text{ shales}} \right]$$

permet de souligner l'influence du milieu marin ouvert ou confiné et l'influence des apports détritiques. Ce paramètre marque la plus grande mobilité de Mn par rapport à Fe et s'oppose à l'influence détritique (STEINBERG et al, 1978) ; DEBRABANT et FOULON, 1979 ; CHAMLEY et al, 1980 ; MAILLOT et ROBERT, 1980). Les valeurs moyennes utilisées pour Mn shales et Fe shales sont celles proposées par WEDEPOHL (1978).

Au Bajocien, au Bathonien et à l'Oxfordien inférieur, l'anomalie en manganèse (Mn^*) est négative. Cette période correspond probablement à un milieu plus confiné, riche en matière organique (MAILLOT et ROBERT 1980). Au sommet du Bathonien et au Callovien, Mn^* est positif, ce qui peut traduire un caractère plus oxygéné et plus ouvert du milieu marin. A l'Oxfordien supérieur, l'anomalie en manganèse est positive avec l'augmentation des teneurs en bore et en calcite, elle paraît bien caractériser un milieu marin franc.

- le phosphore

Le phosphore varie peu dans le sondage d'Istres 101, mais on remarque que le Bajocien correspond à des teneurs plus élevées qui diminuent en allant vers le haut (fig. 43). A partir de l'Oxfordien, on observe une légère hausse des teneurs en phosphore. L'évolution verticale du phosphore est indépendante des autres éléments. En effet, dans les corrélations avec les constituants minéralogiques, le phosphore ne montre d'affinité qu'avec l'illite. Ce fait est confirmé par l'évolution verticale où on observe que le phosphore varie dans le même sens que l'illite.

- le cuivre

Le cuivre semble suivre la même évolution que le fer du Bajocien au Callovien. A l'Oxfordien, les teneurs en cuivre augmentent légèrement.

- le bore

HARDER (1973) a montré que les phyllosalicates contiennent plus de bore que les autres minéraux silicatés. Dans l'évolution verticale (fig. 43), les valeurs du bore, déterminées sur roche totale, ont été recalculées en hausse d'après la teneur en argiles, par soustraction des carbonates et du quartz.

Le bore est un bon indicateur de paléosalinité des eaux interstitielles de la vase du sédiment. Ce fait a été constaté par de nombreux auteurs comme FREDERICKSON et REYNOLDS (1960), HARDER (1963), DELFAUD et GAUTHIER (1967), DUNOYER de SEGONZAC (1969), ARTRU (1972) et MOSSER (1980). MOSSER (1980) fait remarquer que le bore en tant que marqueur de paléosalinité doit être utilisé avec précaution, car la richesse en bore de certains sédiments peut être héritée du continent plutôt que du milieu marin.

Dans le sondage Istres 101, les teneurs en bore et en calcite augmentent simultanément à l'Oxfordien supérieur caractérisé par une anomalie positive en manganèse. Ces variations concomitantes paraissent bien confirmer le rôle d'indicateur de paléomilieu attribué au bore. Ici, il traduit l'influence du milieu océanique.

b. - SONDAGE DE ROGNES 1

Les éléments analysés dans ce sondage sont le potassium, le magnésium, le cuivre, le manganèse et le bore. Ces cinq éléments montrent des comportements différents le long du sondage (fig. 44).

- le magnésium

Les teneurs en magnésium varient très peu le long du sondage. Le magnésium est probablement lié à l'illite, comme la répartition des éléments entre les constituants minéralogiques l'a déjà montré. En effet, le magnésium et l'illite semble suivre les mêmes évolutions (fig. 44). Les teneurs en magnésium diminuent à la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien supérieur correspondant à une baisse des teneurs en illite.

- le potassium

Du Callovien supérieur à l'Oxfordien supérieur, les teneurs en potassium diminuent progressivement avec des variations brutales vers les basses teneurs. Ces variations correspondent approximativement aux limites stratigraphiques datées par le microplancton : exemple la limite Callovien-Oxfordien et la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien supérieur (fig. 44).

Le potassium suit la même évolution que la fraction argileuse. Il est donc lié aux argiles, probablement à l'illite comme l'a déjà montré les corrélations chimiques. Comme les argiles varient parallèlement au quartz, le potassium présente la même évolution que le quartz.

- le manganèse

Les teneurs en manganèse varient peu du Callovien à l'Oxfordien inférieur ; à l'Oxfordien supérieur, les teneurs en manganèse diminuent. Le manganèse est

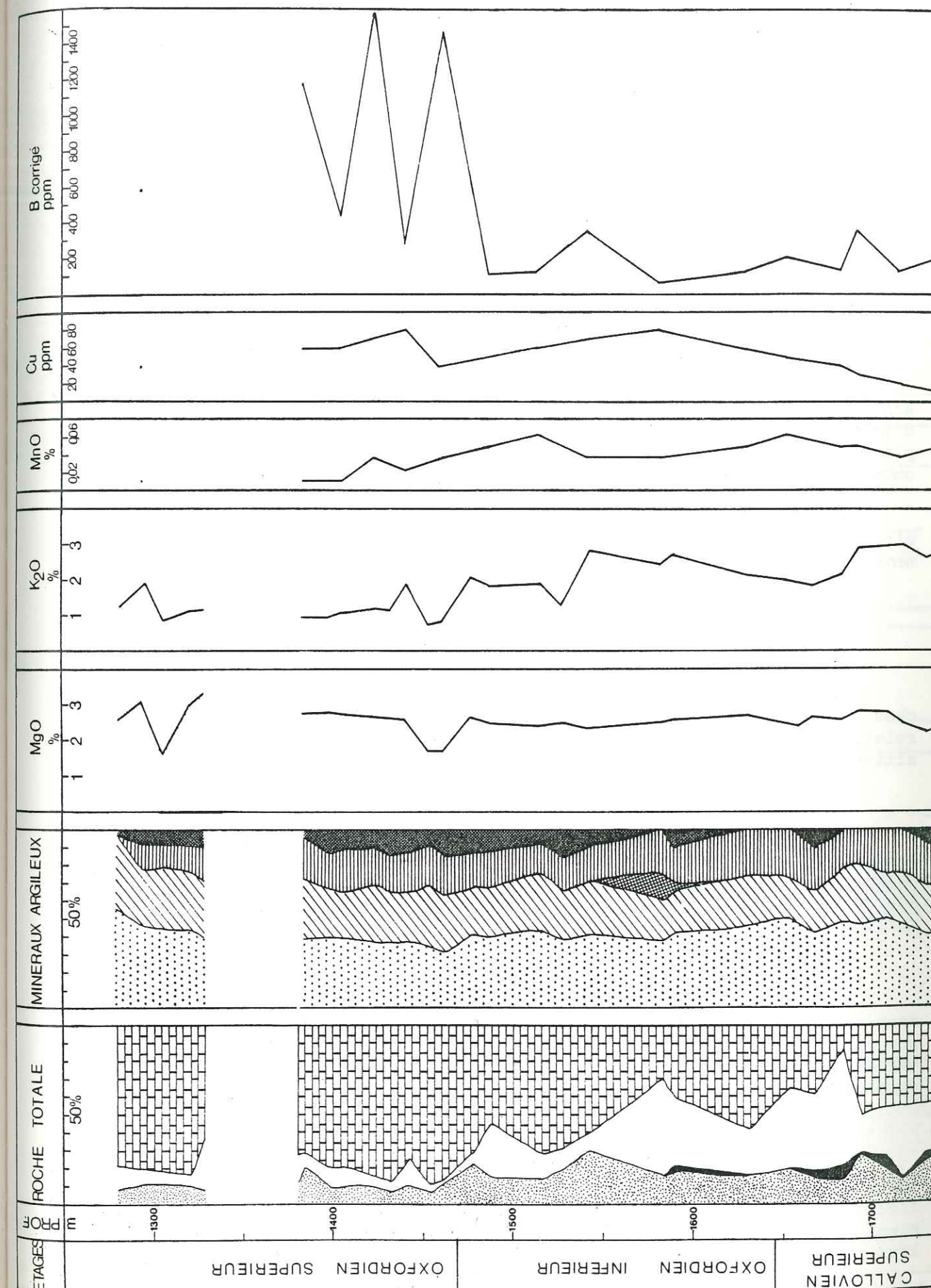


Fig. 44 : Analyses minéralogiques et chimiques du sondage de Rognes 1.

probablement lié à la fraction argileuse car leurs évolutions sont semblables. Les corrélations géochimiques ont montré une liaison du manganèse avec le potassium, l'illite, les argiles et le quartz : le manganèse est donc lié à l'apport détritique, à la surface des constituants duquel il est vraisemblablement adsorbé.

- le cuivre

Les teneurs en cuivre, faible au Callovien supérieur, augmentent progressivement à l'Oxfordien inférieur. A la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien supérieur, on observe une hausse rapide des teneurs en cuivre. Dans les corrélations géochimiques, le cuivre ne corrèle positivement avec aucun autre élément ou minéral, c'est un élément indépendant. Nous avons vu qu'il peut être lié à la matière organique et à un milieu de dépôt franchement marin.

- le bore

Les teneurs en bore corrigées par soustraction des carbonates et du quartz, sont faibles au Callovien et à l'Oxfordien inférieur. Comme dans le sondage d'Istres 101, c'est à l'Oxfordien supérieur que les teneurs en bore sont les plus élevées. Cette augmentation est probablement due à un milieu marin plus ouvert à l'Oxfordien supérieur.

En conclusion, on constate des variations de plusieurs éléments à la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien supérieur, qui peuvent traduire un changement de milieu.

C. - COUPE DES BONFILLONS

- le magnésium et le potassium

Ces deux éléments montrent des comportements semblables ; les niveaux riches en argiles montrent des teneurs élevées en magnésium et en potassium, la relation argiles-potassium étant la plus marquée (fig. 45). La corrélation positive K-Mg-argiles (tabl.XI) est donc confirmée par la répartition verticale.

- le fer

Le fer suit une évolution semblable à celle du potassium. Il est peu représenté dans les marnes schisteuses du Bathonien supérieur, mais sa proportion augmente dans les marnes du Callovien. Ce comportement est en relation avec l'accroissement des argiles mais l'abondance de la pyrite n'est pas exclue ; la corrélation positive K-Fe (tabl.XI) est confirmée.

- le sodium

Les teneurs en sodium varient peu dans la coupe des Bonfillons. Cet élément est cependant mieux représenté dans les marnes calloviennes et oxfordiennes riches en argiles que dans les niveaux carbonatés (fig. 45). Les argiles varient parallèlement au quartz, ceci explique la corrélation Na-quartz précédemment notée (tabl XI).

- le manganèse

La courbe d'évolution verticale du manganèse montre une alternance de niveaux à teneurs élevées et à teneurs faibles. Les niveaux à teneurs élevées se localisent à la limite Bathonien-Callovien, vers le sommet du Callovien inférieur, à la limite Callovien moyen-Callovien supérieur, dans le niveau noduleux rouge (éch. 121) et dans les calcaires grumeleux de l'Oxfordien supérieur.

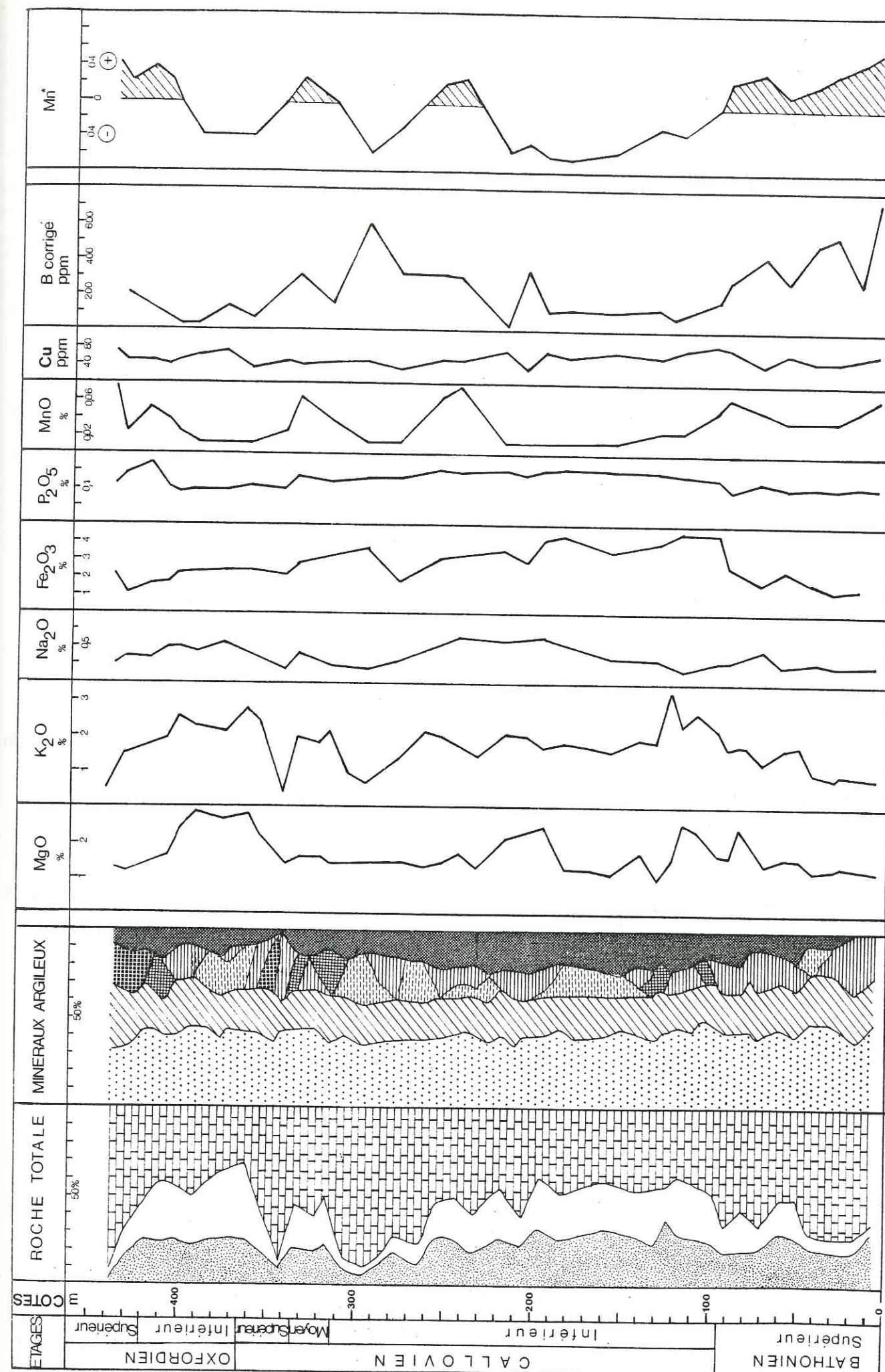


Fig.45 : Analyses minérologiques et chimiques de la coupe des Bonfillons.

On constate donc que les variations des teneurs en manganèse paraissent souligner certains épisodes stratigraphiques. Le manganèse évolue indépendamment de la fraction détritique et de la calcite.

$$L'etude du rapport Mn^* = \log \left[\frac{Mn \text{ échantillon}}{Mn \text{ shales}} / \frac{Fe \text{ échantillon}}{Fe \text{ shales}} \right]$$

confirme les résultats de l'analyse des microfaciès réalisée sur la coupe des Bonfillons (fig. 45). En effet, on constate que le Bathonien supérieur comprenant une faune pélagique (radiolaires, microfilaments) montre une anomalie en manganèse positive habituellement interprétée comme un milieu marin ouvert. Au Callovien inférieur Mn^* est négatif, cela indique l'installation d'un milieu réducteur et confiné, caractérisé par une faune benthique et à une diminution du taux de carbonates de calcium. Vers le sommet du Callovien inférieur et à la limite Callovien moyen-Callovien supérieur, on remarque des passées où Mn^* est positif, annonçant probablement la transgression oxfordienne. Au sommet de l'Oxfordien inférieur, à l'Oxfordien supérieur, Mn^* est nettement positif et correspond à l'installation d'une microfaune pélagique (radiolaires, proto-globigerines, globochaetes) caractéristique d'un milieu marin franc.

- le phosphore

Les teneurs en phosphore très faibles en général montrent une légère hausse au Callovien et au sommet de l'Oxfordien inférieur. Comme celle du manganèse, l'évolution verticale du phosphore paraît caractériser certains épisodes remarquables, peut-être plus riches en matière organique.

- le bore

Les teneurs en bore sont élevées dans les calcaires et marnes du Bathonien supérieur. Elles diminuent au Callovien inférieur et montrent une hausse à la partie supérieure de cet étage dans les calcaires à débit nodulaire. L'Oxfordien inférieur correspond à des faibles teneurs en bore qui augmentent de nouveau à l'Oxfordien supérieur.

Les résultats du bore confirment ceux de l'anomalie en manganèse. Le comportement du bore en tant qu'indicateur de paléosalinité (HARDER, 1963 ; DUNOYER de SEGONZAC, 1969 ; ARTRU et GAUTHIER, 1968 ; ARTRU, 1972 ; MOSSER, 1980) est ainsi parfaitement confirmé.

B. - GEOCHIMIE DE LA FRACTION ARGILEUSE

1. - COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE

La composition chimique moyenne des éléments majeurs et traces de huit échantillons des "terres noires" est donnée sur le tableau XIII.

a) Comparaison avec les "terres noires" septentrionales

La composition chimique moyenne des terres noires de Provence présente des analogies avec les séries de même faciès étudiées par DUNOYER de SEGONZAC

	\bar{X}	σ	Min.	Max.
<u>Minéraux %</u>				
Illite	51,62	9,72	40,00	65,00
Illite-smectite	29,50	4,44	23,00	37,00
Chlorite	12,87	7,84	0,00	21,00
Kaolinite	6,50	5,31	0,00	16,00
<u>Oxydes %</u>				
SiO ₂	48,75	2,74	46,52	52,17
Al ₂ O ₃	20,84	1,63	18,38	23,50
MgO	2,38	0,22	2,11	2,78
CaO	1,07	0,84	0,65	3,13
Fe ₂ O ₃	5,68	1,24	3,35	7,35
TiO ₂	0,80	0,12	0,66	1,02
Na ₂ O	0,48	0,23	0,21	0,73
K ₂ O	6,11	1,23	4,38	7,55
MnO	0,075	0,007	0,010	0,030
P ₂ O ₅	0,102	0,058	0,060	0,240
<u>Eléments traces (PPm)</u>				
Li	64	20	38	98
Sr	60	37	29	139
Rb	163	56	109	246
Ba	143	58	96	256
Co	49	14	27	72
Cu	61	52	27	184
Cr	199	56	82	276
Ni	122	24	85	153
V	182	20	158	214
Zn	162	126	88	466
B	284	37	251	345

Tabl. XIII : Composition chimique moyenne de la fraction inférieure à 2 μ m de 8 échantillons réparties d'Istres 101 au Mont-Major.

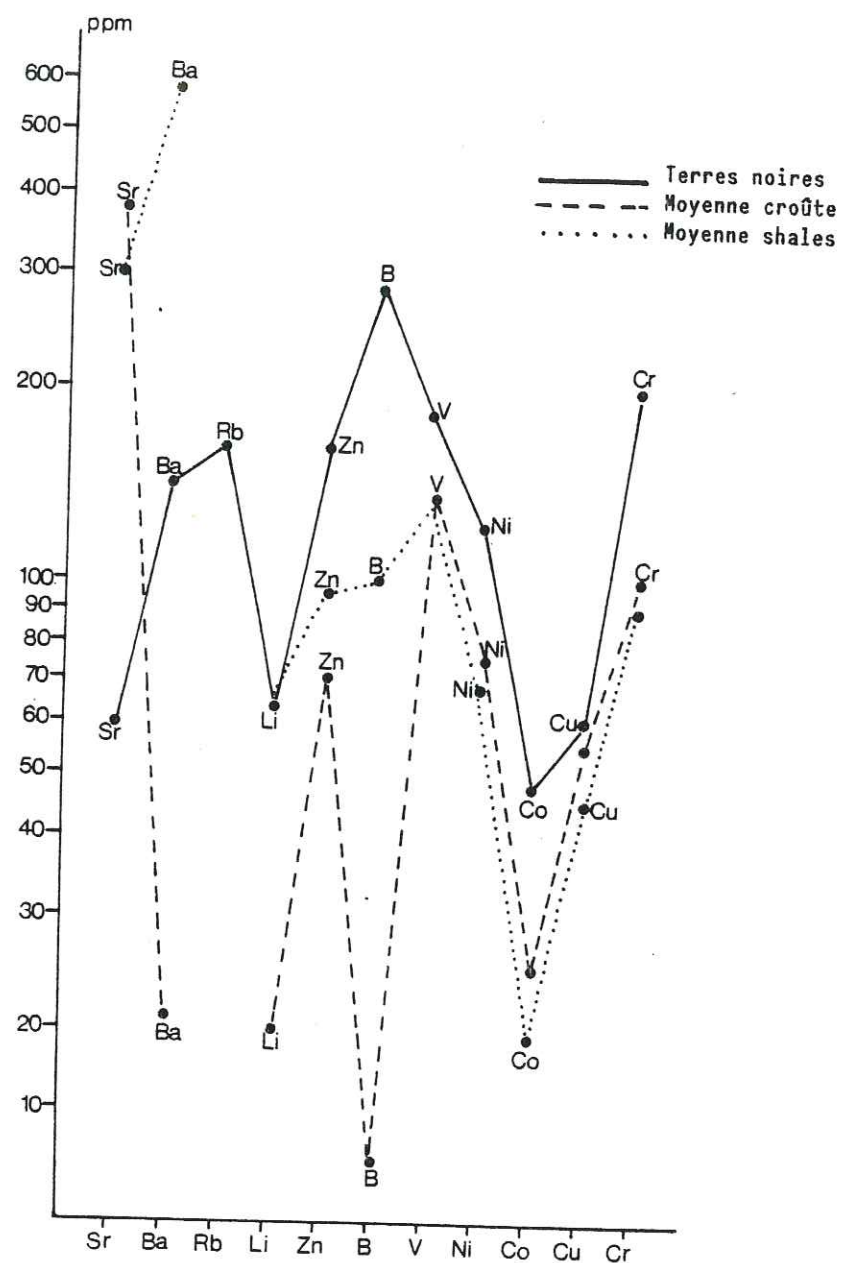


Fig. 46: Comparaison des moyennes des éléments-traces des "terres noires" avec les moyennes des shales (TURPKIAN et WEDEPOHL, 1960) et de la croûte (TAYLOR 1964)

	I	I-S	Chl.	Kaol.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Li	Sr	Rb	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	B
B	-0,15	0,38	-0,12	0,05	-0,08	0,04	0,31	-0,02	-0,59	0,56	0,40	-0,06	-0,87	-0,56	0,31	0,22	0,54	0,14	-0,49	0,12	-0,57	-0,83	0,71	-0,07	
Zn	0,37	0,67	-0,56	-0,40	-0,82	0,27	0,22	0,97	-0,17	0,32	-0,03	0,31	0,73	0,93	-0,13	0,24	0,67	0,52	0,62	0,96	-0,03	-0,26	0,65		
V	0,09	0,37	-0,27	-0,05	-0,38	0,56	0,49	0,60	-0,31	0,32	-0,04	0,20	0,06	0,50	0,32	-0,05	0,49	0,10	0,46	0,55	-0,25	-0,42			
Ni	-0,27	-0,49	0,50	0,29	0,03	0,28	-0,39	-0,26	0,79	-0,38	-0,28	-0,11	0,27	-0,12	-0,13	-0,34	-0,53	-0,41	0,23	-0,31	0,76				
Cr	-0,60	-0,22	0,68	0,42	-0,44	0,26	-0,47	-0,08	0,94	0,25	0,16	-0,54	0,35	-0,02	0,12	0,29	0,03	0,19	-0,06	-0,01					
Cu	0,29	0,79	-0,55	-0,44	-0,61	0,10	0,06	0,97	-0,16	0,30	0,16	0,28	0,72	0,89	-0,27	0,42	0,79	0,66	0,45						
Co	0,52	0,05	-0,44	-0,28	-0,21	0,58	0,22	0,63	-0,14	-0,55	-0,69	0,59	0,58	0,75	-0,21	-0,56	-0,09	-0,30							
Ba	-0,11	0,66	-0,13	-0,19	-0,60	-0,26	-0,09	0,48	0,06	0,69	0,72	-0,33	0,42	0,37	0,02	0,93	0,83								
Rb	-0,03	0,82	-0,26	-0,31	-0,54	0,01	0,03	0,68	-0,16	0,73	0,65	-0,65	0,38	0,52	-0,07	0,77									
Sr	-0,40	0,47	0,16	0,05	-0,55	-0,38	-0,32	0,21	-0,19	0,82	0,91	-0,58	-0,44	0,11	0,07										
Li	-0,43	0,44	0,48	0,61	-0,30	0,32	0,38	-0,32	0,20	0,35	0,14	-0,61	-0,44	-0,31											
P ₂ O ₅	0,40	0,50	-0,53	-0,39	-0,61	0,26	0,00	0,95	-0,18	0,05	-0,14	0,36													
MnO	0,42	0,50	-0,42	-0,53	-0,41	0,24	-0,02	0,76	0,17	-0,17	-0,15	0,33													
K ₂ O	-0,66	0,26	-0,83	-0,80	-0,51	0,18	0,43	0,44	-0,61	0,62	-0,69														
Na ₂ O	-0,64	0,37	0,35	0,33	-0,51	-0,33	-0,45	-0,04	0,25	0,73	0,91	-0,58	-0,44	-0,31											
TiO ₂	-0,69	-0,36	0,75	0,59	-0,35	0,08	-0,50	-0,26	0,21	0,82	0,91	-0,58	-0,44	-0,31											
Fe ₂ O ₃	0,45	0,74	-0,64	-0,53	-0,52	0,25	0,16	0,76	0,17	-0,17	-0,15	0,36													
CaO	0,58	0,25	-0,50	-0,43	-0,52	0,30	-0,45	-0,04	0,25	0,73	0,91	-0,58	-0,44	-0,31											
MgO	0,09	-0,09	0,07	-0,03	-0,15	0,45	-0,50	-0,26	0,21	0,82	0,91	-0,58	-0,44	-0,31											
Al ₂ O ₃	0,39	-0,12	-0,71	-0,03	-0,35	0,25	0,16	0,76	0,17	-0,17	-0,15	0,36													
SiO ₂	-0,87	-0,71	-0,67	-0,03	-0,35	0,25	0,16	0,76	0,17	-0,17	-0,15	0,36													
KAOLINITE	-0,92	-0,67	0,87	-0,03	-0,35	0,25	0,16	0,76	0,17	-0,17	-0,15	0,36													
CHLORITE	-0,92	-0,67	0,87	-0,03	-0,35	0,25	0,16	0,76	0,17	-0,17	-0,15	0,36													
I-S	0,41																								
ILLITE																									

Valeurs significatives au seuil de 0,01

Valeurs significatives au seuil de 0,05

Valeurs significatives au seuil de 0,10

Tendances

LEGENDE

I : Illite

I-S : Illite-saectite

Chl. : Chlorite

Kaol. : Kaolinite

Tabl. XIV : Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments-traces et les minéraux de la fraction inférieure à 2 µm de huit échantillons.

(1969) et par ARTRU (1972) au Sud des Alpes. Les terres noires de Provence se distinguent de ces séries par des teneurs moins élevées en Al_2O_3 et légèrement plus élevées en MgO et Fe_2O_3 . Les autres éléments comme SiO_2 , MnO , TiO_2 , et Na_2O gardent des teneurs comparables. Pour les éléments traces, les teneurs en V et surtout en Sr sont moins élevées dans les terres noires de Provence que dans les terres noires de Laragne, Gap et Embrun. Les différences pour Al_2O_3 sont probablement dues à une plus grande richesse en argiles des terres noires septentrionales, plus proches des sources que les terres noires provençales. Les différences en Al_2O_3 , MgO et Fe_2O_3 peuvent s'expliquer également par une variation de composition du cortège argileux, plus riche par exemple en kaolinite (et en chlorite ?), ou des teneurs en sulfures. Les teneurs en V et Sr plus faibles dans les "terres noires" provençales sont dues peut-être à un milieu marin moins marqué que dans les régions septentrionales.

b) Comparaison avec les *black shales* de l'Atlantique

La comparaison avec les *black shales* de l'Atlantique Central Nord (DEBRABANT et al, 1979 ; BROSSE, 1982) montre que les terres noires sont plus pauvres en SiO_2 , Na_2O , K_2O , mais plus riches en alumine que les *black shales*. Les différences de teneurs en SiO_2 , Na_2O , K_2O , sont liées à la composition argileuse car les minéraux les plus représentés dans les *black shales* sont les smectites, les interstratifiés et l'illite.

c) Comparaison avec la moyenne des shales et de la croûte (fig. 46)

"Les terres noires" de Provence sont plus riches en bore, zinc, nickel et cobalt que les shales étudiés par TUREKIAN et WEDEPOHL (1961, In NATHAN (1984) et les plus pauvres en baryum et strontium. La comparaison des teneurs en traces des "terres noires" avec celles de la croûte (TAYLOR, 1964, In NATHAN 1984) montre que les terres noires sont plus riches en bore, zinc, lithium, baryum et nickel que la croûte, mais plus pauvres en strontium.

2. - REPARTITION DES ELEMENTS ENTRE LES CONSTITUANTS MINÉRALOGIQUES DE LA FRACTION ARGILEUSE

Les coefficients de corrélation calculées à partir des huit échantillons de la fraction inférieure à 2 μm sont présentés dans le tableau XIV. Les associations d'éléments et de minéraux à intercorrélations positives sont rassemblés dans le tableau XV.

GROUPES A INTERCORRELATIONS POSITIVES		INTERPRETATIONS
Fe Cr	Chlorite	Héritage non transformé
Fe Cr Ni		
(Fe)	Kaolinite	
Li	Kaolinite	Milieu de dépôt
Rb Ba Sr Ti Na	(Illite-smectite)	
Rb Ti B		
Rb Cu Ca	Illite-smectite	(Matière organique, salinité, Phosphates)
Rb Cu Ba	Illite-smectite	
Rb Cu (Ba) Zn	Illite-smectite	
Rb K		
K	Illite	
BV		
V Zn Ca		
Zn Ca P Cu Mn		
Zn Ca P Co		

Tabl. XV : Groupes à intercorrélations positives de la fraction inférieure à 2 μm des "terres noires" de Provence.

Certaines de ces associations méritent quelques commentaires :

- K est lié à l'illite. Cette corrélation est connue dans les sédiments ou l'augmentation de la teneur en K de l'illite est souvent regardée comme une aggradation de l'illite dans le milieu marin (DUNOYER de SEGONZAC, 1969 ; MOSSER 1980).

- le couple K-Rb n'est lié apparemment à aucun constituant minéralogique. Compte-tenu de la bonne corrélation positive de Rb avec les interstratifiés illite-smectite et de la légère tendance positive que montre également K avec ces mêmes minéraux, on peut relier ce couple à l'ensemble : illite + interstratifiés illite-smectite.

- le couple Rb-Cu associé à Ba, Ca et Zn caractérise également les illites-smectites. Il peut représenter des éléments soit appartenant directement au minéral, soit avec Rb, Ba, Ca qui lui sont reliés indirectement par adsorption ou par association à la matière organique comme Cu et Zn.

- le groupe Rb-Ba-Sr-Ti-Na est plus difficile à expliquer. Il ne présente pas de corrélation apparente avec un constituant argileux particulier mais une tendance à la corrélation positive avec les minéraux argileux, en particulier les interstratifiés illite-smectite. La relation Sr-Ba-Na a été reconnue dans les sédiments phosphatés par PREVOT et al (1977) et dans les minéraux argileux des altérations par MOSSER (1980). Ce dernier auteur montre la localisation de Rb, Sr et Ba dans l'illite et de Sr et Ba dans les smectites. Cette association qui est liée soit à l'illite soit aux smectites peut donc indiquer une tendance à la formation d'interstratifiés illite-smectite et de smectites à partir d'un héritage dominé par l'illite.

- le groupe Ca, P, Zn, Co, Cu, Mn est lié à l'apatite. Zn, Co, Cu et Mn sont des associations classiques des sédiments phosphatés (LUCAS et al, 1978; FLICOTEAUX et LUCAS, 1984). En outre, Zn et Mn peuvent entrer par substitution dans le réseau du phosphate (NATHAN, 1984).

- le couple Zn-V n'est lié apparemment à aucun constituant minéralogique, mais l'association de ces deux éléments ensembles avec Ni, Cr et parfois Cu avec la matière organique est également un fait établi (PREVOT et al, 1979 ; PREVOT et LUCAS, 1980).

- V est également lié à B, c'est-à-dire à un élément indicateur de la paléosalinité et donc de l'ouverture du milieu marin, comme nous l'avons déjà signalé à diverses reprises.

- Fe, Cr et Ni forment un groupe lié préférentiellement aux chlorites. Toutefois, si Fe et Cr présentent une corrélation nettement positive, Ni ne présente qu'une tendance à la corrélation. La corrélation positive Fe-chlorite confirme la nature ferrique des chlorites des "terres noires". La liaison Fe-Ni a été signalée par ATAMAN (1966) dans les minéraux phylliteux ferromagnésiens.

- Enfin, nous mentionnerons la tendance simultanée que marquent Li et Fe à être corrélés avec la kaolinite. On sait que Fe peut entrer dans le réseau des kaolinites en se substituant à Al (HERBILLON et al, 1976) de même que Li (HORSTMANN, 1957 ; MOSSER, 1980).

ETAGES	LOCALITES	MINERAUX ARGILEUX EN %					ELEMENTS MAJEURS EN %											
		ILLITE	ILL.SM.	CHL.*	KAOL.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	CaO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	H ₂ O*
OXFORDIEN INFÉRIEUR	ISTRES	40	32	19	9	49,47	21,64	2,39	0,87	1,70	3,64	1,02	0,73	5,53	0,01	0,06	5,74	11,18
	LES BONFILLONS	47	25	21	11	47,86	23,50	2,57	0,76	3,94	3,08	0,78	0,29	5,11	0,02	0,09	7,35	9,40
	LA VAUTUBIERE	55	30	11	4	52,02	19,64	2,29	0,71	4,38	2,03	0,69	0,22	7,23	0,02	0,07	6,63	7,72
	MONT MAJOR	65	30	3	2	52,17	20,22	2,78	0,65	1,87	1,34	0,72	0,21	7,19	0,01	0,06	3,35	11,03
CALLOVIEN	ISTRES	45	32	16	7	47,35	18,38	2,18	0,94	0,73	5,13	0,96	0,82	4,38	0,02	0,09	6,42	16,12
	LES BONFILLONS	45	32	16	7	47,66	19,73	2,11	0,57	3,11	2,67	0,80	0,41	5,02	0,01	0,10	6,06	9,51
	LA VAUTUBIERE	57	27	13	3	50,42	21,80	2,24	0,90	3,23	1,73	0,66	0,33	6,88	0,02	0,11	5,15	8,56
	MONT MAJOR	63	37	0	0	46,52	21,83	2,49	3,13	3,68	1,01	0,82	0,34	7,55	0,03	0,24	4,80	10,74

* La chlorite est additionnée des interstratifiés chlorite-vermiculite et de la vermiculite

Tabl. XVI : Variations des teneurs moyennes des éléments-majeurs de la fraction argileuse d'Istres 101 au Mont-Major.

3. - VARIATIONS LATÉRALE DES ÉLÉMENTS

a) Les éléments-majeurs (tabl.XVI)

- les teneurs en SiO₂ les plus élevées se rencontrent au Mont-Major et à la Montagne de Vautubière. La silice de la fraction argileuse provient en majorité de l'illite, minéral le plus représenté dans les "terres noires" de ce secteur, et qui constitue le minéral argileux le plus riche en silice (CAILLERE et HENIN, 1963) d'où l'abondance de la silice au Mont-Major et à la Montagne de Vautubière.

- les teneurs en K₂O augmentent également quand on se dirige vers le Mont-Major et Vautubière. L'abondance du potassium dans ces deux coupes est liée comme celle de la silice à l'abondance de l'illite, minéral le plus représenté à l'Est.

- MgO, mieux représenté au Mont-Major est lié aussi à l'abondance de l'illite. Les corrélations entre les éléments et les constituants minéralogiques ont montré l'existence d'une corrélation faible entre MgO et l'illite qui se retrouve dans la comparaison des teneurs en illite et en MgO des coupes.

- les teneurs en Na₂O diminuent d'Istres 101 vers le Mont-Major. Dans la répartition des éléments entre les constituants minéralogiques, le sodium ne présentait pas de corrélation nette avec les minéraux argileux, sauf une tendance positive avec l'illite-smectite. Cet élément est lié probablement aux solutions interstitielles des sédiments. Il souligne la paléosalinité et le degré d'ouverture du milieu de sédimentation (DUNOYER de SEGONZAC, 1969). Cette salinité serait plus élevée à Istres 101 (axe du bassin) et moins élevée au Mont-Major (bordure du bassin).

- les teneurs en fer total les plus élevées s'observent aux Bonfillons et les plus faibles au Mont-Major. Le fer est contenu dans les illites mais surtout dans les chlorites ; la chlorite étant rare au Mont-Major, le fer est également moins abondant.

b) Les éléments-traces

Sur l'ensemble des échantillons (fig. 47, tabl. XVII)

- le strontium, le rubidium et le baryum montrent des teneurs plus élevées à Istres 101 que dans les autres coupes. La variation de ces trois éléments se produit dans le même sens ce qui reflète les intercorrélations positives. Leur corrélation positive avec Na peut suggérer l'existence d'un milieu à salinité plus élevée à Istres 101.

- le lithium est plus abondant aux Bonfillons où la kaolinite est plus représentée que dans les autres coupes et sondages ; ce qui confirme la tendance à une corrélation positive entre lithium et kaolinite (HORSTMANN, 1957 ; MOSSER, 1980).

- les teneurs en bore varient peu entre les différentes régions étudiées. Le bore est légèrement plus abondant à Istres 101, situé plus à l'Ouest dans l'axe du bassin. Cet élément, comme nous l'avons déjà dit plus haut caractérise la paléosalinité du milieu de dépôt.

Au Callovien (tabl.XVII)

- le strontium et le baryum sont abondants à Istres 101 et montrent des

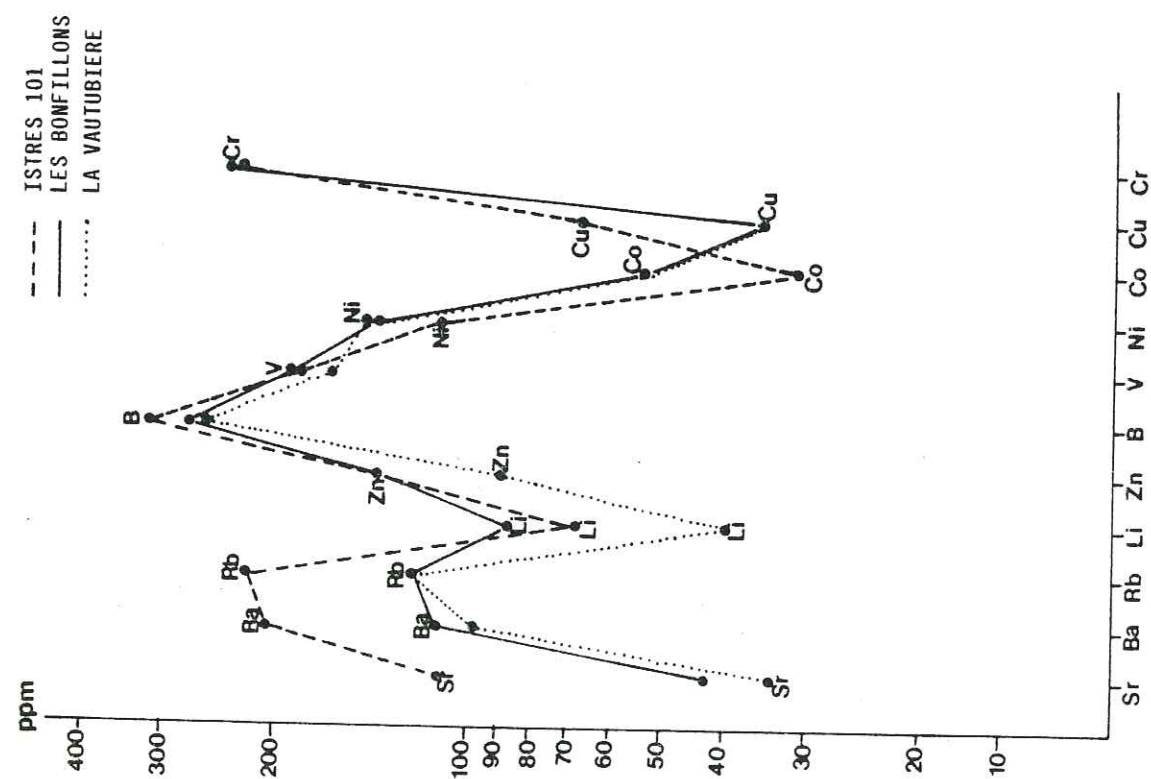


Fig. 47 : Variation latérale des éléments-traces entre Istres 101 et Vautubière au Callovien et à l'Oxfordien.

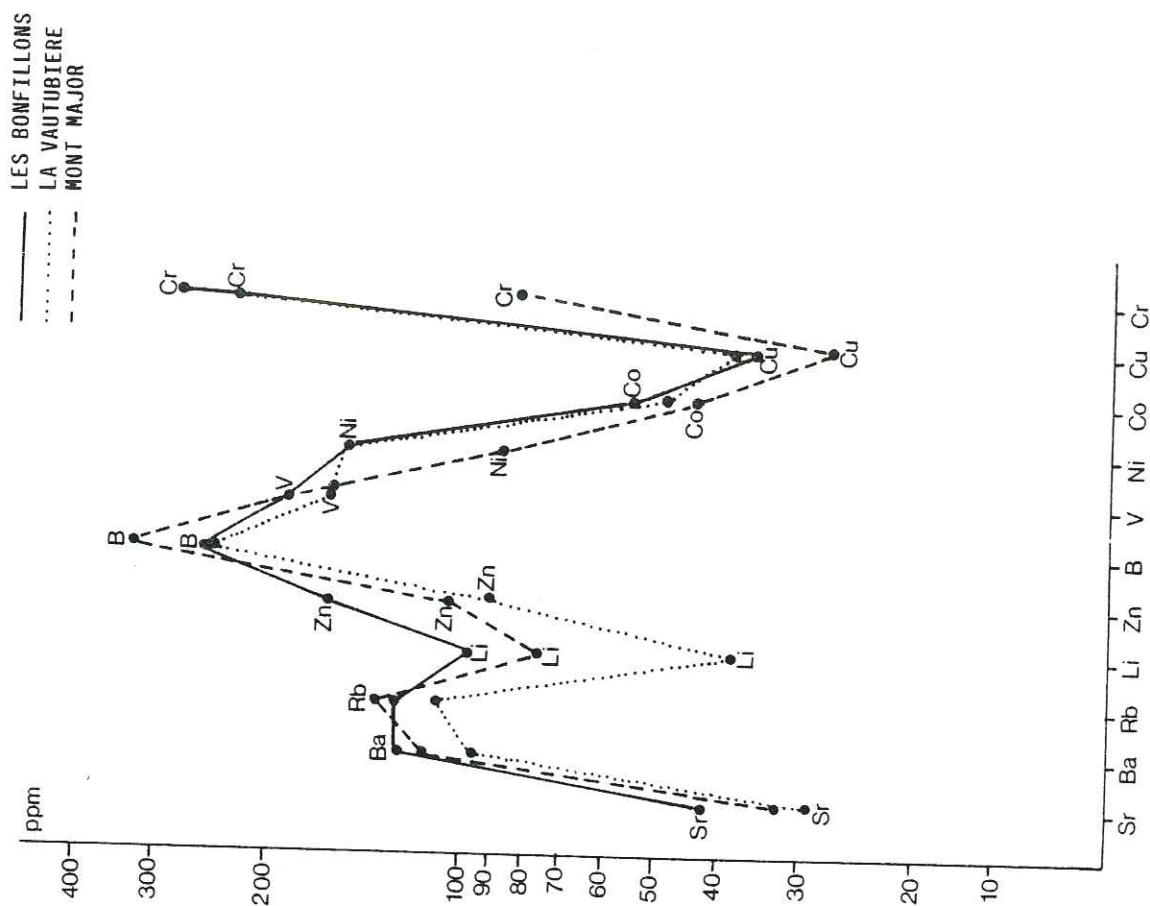


Fig. 48 : Variation latérale des éléments-traces entre les Bonfillons et Mont-Major à l'Oxfordien inférieur.

ÉTAGES	LOCALITES	Li	Sr	Rb	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Ga	B
OXFORDIEN INF.	ISTRES 101	73	84	221	154	35	56	209	109	203	119	-	345
	LES BONFILLONS	98	42	127	125	56	36	276	151	188	163	37	251
	LA VAUTUBIERE	38	29	109	96	49	38	221	153	160	90	30	242
	MONT MAJOR	75	32	134	114	44	27	82	85	186	104	30	321
CALLOVIEN	ISTRES 101	65	139	218	256	27	79	236	111	158	155	-	275
	LES BONFILLONS	74	43	113	96	51	34	188	124	183	109	37	288
	LA VAUTUBIERE	42	38	134	101	55	32	205	136	165	88	31	263
	MONT MAJOR	50	70	246	200	72	184	178	106	214	466	-	-

Tabl. XVII : Variation des éléments-traces de la fraction argileuse d'Istres 101 au Mont-Major.

teneurs faibles à la Montagne de Vautubière et aux Bonfillons ; le rubidium montre par contre, des teneurs plus élevées au Mont-Major.

- le cobalt, le cuivre, le vanadium et le zinc montrent des teneurs plus élevées au Mont-Major par rapport à celles des autres profils. Ces éléments se concentrent en milieu réducteur (LE RICHE, 1959). Ils entrent dans le réseau des phosphates et sont adsorbés sur la matière organique ou sur les argiles à l'état de sulfures ou de complexes comme les vanadates.

. Al'Oxfordien inférieur (fig. 48, tabl.XVII)

- le strontium, le rubidium et le baryum sont toujours plus abondants à Istres 101, ainsi que le cuivre, le vanadium, le cobalt et le zinc.

- le bore montre des teneurs plus élevées à Istres 101 et au Mont-Major que dans les autres coupes. Les teneurs en bore plus élevées au Mont-Major qu'aux Bonfillons soulignent les changements de paléogéographie qui s'effectuent à l'Oxfordien inférieur : la région du Mont Major ne joue plus le rôle d'un haut-fond, mais celui de mer ouverte.

C. - CONCLUSION

Les données obtenues par la sédimentologie, la minéralogie et la géochimie minérale sur deux sondages pétroliers (Istres 101 et Rognes 1) et trois coupes de terrains (les Bonfillons, Vautubière et Mont-Major) mettent en lumière la complémentarité des approches pour la reconstitution des environnements du Jurassique moyen et supérieur.

Le sondage d'Istres 101, situé le plus à l'Ouest, montre des teneurs en bore et en sodium plus élevées que dans les autres profils, ce qui confirme un milieu plus marin à Istres. L'étude du manganèse et du bore dans la coupe des Bonfillons confirme aussi les résultats de l'étude pétrographique et sédimentologique avec un Bathonien à sédimentation marine profonde (faune pélagique), un Callovien à sédimentation confinée (faune benthique) et un Oxfordien supérieur à sédimentation marine profonde (faune pélagique). L'Oxfordien inférieur du Mont Major montre des teneurs en bore plus élevées qu'aux Bonfillons, ce qui traduit un changement de paléogéographie : la région du Mont Major ne joue plus le rôle d'un haut fond à l'Oxfordien, mais celui de mer ouverte.

L'étude de la répartition des éléments entre les constituants minéralogiques souligne l'influence du détritisme qui peut masquer les caractères liés au milieu marin : les éléments comme K, Fe, Mg, Na sont surtout liés aux minéraux hérités. Les éléments chimiques permettent de classer les minéraux en deux groupes : des minéraux hérités insensibles au milieu marin (quartz, kaolinite, chlorite) et des minéraux hérités ayant subi l'influence du milieu marin (illite, illite-smectite). Les éléments-traces de la fraction inférieure à 2 μ m se concentrent de façon privilégiée dans les interstratifiés illite-smectite et à un degré moindre dans l'illite et la chlorite. Cette concentration des éléments traces dans l'illite-smectite est probablement due à l'influence du milieu de sédimentation qui a favorisé la formation des interstratifiés illite-smectite. Les associations d'éléments chimiques classiques des sédiments phosphatés se rencontrent dans les "terres noires" caractérisant la formation de phosphate de calcium. La liaison du lithium avec la kaolinite est aussi mise en évidence ; dans la répartition latérale, le lithium et la kaolinite évoluent de façon parallèle, et dans les corrélations entre éléments et minéraux, le lithium ne montre une corrélation positive qu'avec la kaolinite.

III. - GEOCHIMIE ORGANIQUE

1. - INTRODUCTION

La matière organique a été analysée sur quinze échantillons de la coupe des Bonfillons, du Bathonien supérieur à l'Oxfordien inférieur. Ces analyses ont été effectuées à l'Institut Français du Pétrole grâce au concours de Monsieur D.MASSA de Total.

La méthode de pyrolyse Rock-Eval a été utilisée pour caractériser la matière organique. Cette méthode a été mise au point par ESPITALIE et al, (1977) dans le but d'évaluer le potentiel en huile des roches pétrolières. Depuis, elle a été employée par de nombreux chercheurs dans la recherche du pétrole et pour l'étude de la matière organique (TISSOT et al, 1974 et 1979 ; ALPERN, 1981 ; OUDIN, 1982).

Pour une meilleure compréhension du texte qui va suivre, nous avons jugé nécessaire d'exposer brièvement la méthode Rock-Eval :

La roche est chauffée de 250 à 550°C en programmation de température et sous courant d'hélium. Au cours de ce chauffage, quatre paramètres sont mesurés :

- le pic S_1 à 250°C correspond à la quantité d'hydrocarbures libres présents dans la roche.
- le deuxième pic S_2 représente les hydrocarbures potentiels que la roche peut fournir si elle est portée à un stade de maturation plus élevé que son stade actuel.
- le troisième pic S_3 donne la quantité de CO_2 formée entre 250° et 390°C par craquage du kérogène.

Les mesures des pics S_1 , S_2 et S_3 correspondent à la surface des pics et non à la hauteur.

T en (°C) est la température enregistrée au sommet du pic S_2 . C'est la température maximale de pyrolyse.

A partir des données S_2 et S_3 et des teneurs en carbone organique total (C.O.T.) on calcule trois index :

- index d'hydrogène : $IH = S_2 / COT$ (en mg d'hydrocarbures/g de carbone organique)
- index d'oxygène : $IO = S_3 / COT$ (en mg de CO_2 /g de carbone organique)
- index de production = $S_1 / S_1 + S_3$ qui constitue le taux de transformation en huile et en gaz du kérogène au cours de son enfouissement.

2. - NATURE DE LA MATIERE ORGANIQUE

La matière organique n'a pas été dosée en totalité par des méthodes spécifiques telles que les méthodes optiques (palynofaciès) qui permettent de caractériser le type de matière organique. On peut simplement dire, d'après les déterminations palynoplanctoniques de F. FLICOTEAUX-DUPIN, que cette matière organique comprend des dinokystes, des acritarches en majorité et des palynomorphes continentaux (spores et pollens) en faible proportion.

Les teneurs en matière organique de la coupe des Bonfillons sont faibles 0,42 à 0,70% du Bathonien supérieur au Callovien inférieur et très faibles 0,18 à 0,35% au Callovien et à l'Oxfordien inférieur (fig. 49).

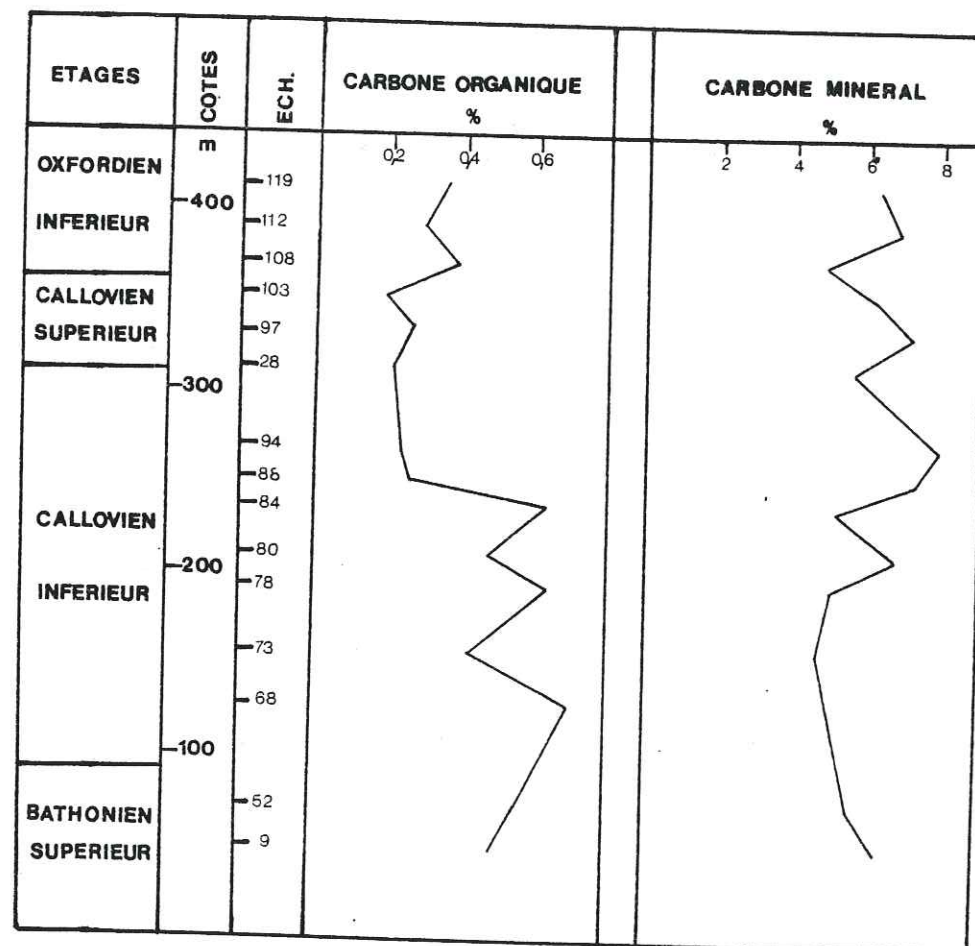


Fig. 49 : Teneur en carbone organique et carbone minéral de la coupe des Bonfillons.

3. - RELATION ENTRE CARBONE ORGANIQUE ET CARBONE MINERAL

La relation entre carbone organique et carbone minéral a déjà été étudiée, mais les résultats ne sont pas homogènes. DEBYSER (1959) a montré qu'il existait une relation directe entre carbone organique et carbone minéral ; par contre, BOUYASSE et al (1966) en étudiant les sédiments de la baie de la Vilaine ont trouvé une relation inverse entre ces deux constituants. Les résultats obtenus dans les "terres noires" (coupe des Bonfillons) montrent des résultats semblables à ceux de BOUYASSE et al : les "terres noires" s'appauvrissent en carbonates quand la teneur en matière organique augmente. (fig. 49).

4. - CARACTERISATION DE LA MATIERE ORGANIQUE

La méthode de pyrolyse Rock-Eval permet de classer la matière organique par rapport aux trois grands types de référence (TISSOT et al, 1974 ; ESPITALIE et al, 1977). La matière organique de type I présente un index d'hydrogène (IH) élevé pouvant atteindre 900 mg d'hydrocarbures / g de carbone organique, et un index d'oxygène (IO) faible voisin de 30 mg de CO₂ / g de C.O. ; à l'opposé, la matière organique de type III se caractérise par des valeurs faibles de IH (30 à 70) et par un IO élevé (150 environ). La lignée II montre des valeurs intermédiaires. Les matières organiques de type I et II sont attribuables à du matériel aquatique (marine et lacustre) et le type III à du matériel continental ou à toute matière organique déposée dans un milieu oxydant.

Lorsqu'on place les échantillons des terres noires dans un diagramme index d'hydrogène, index d'oxygène (fig. 50), on constate que tous les échantillons se situent vers le bas dans la lignée III, avec des IH inférieurs à 33 et des IO variables de 8 à 140. Ces résultats permettent d'avancer que la matière organique des "terres noires" de la coupe des Bonfillons est d'origine continentale ou s'est déposée dans un milieu oxydant. TISSOT et al, (1979) ont mis en évidence dans la lignée III, une matière organique dite "résiduelle" caractérisée par de très faibles index d'hydrogène. Cette matière organique résiduelle serait profondément dégradée dans des conditions subaériennes avant d'être transportée. Dans cet état, elle n'est plus dégradable et peut se déposer partout (TISSOT et PELET, 1981 ; HERBIN et DEROO, 1982). Une partie de la matière organique de la coupe des Bonfillons se situerait dans cette population résiduelle. Ces résultats concordent avec ceux d'ARTRU (1972) qui montrent que la matière organique des "terres noires" du Bassin Rhodanien est en majorité héritée du continent et fortement carbonisée. La matière organique autochtone n'est que très peu représentée.

Les teneurs faibles en matière organique autochtone peuvent s'expliquer de multiples façons (ARTRU, 1972 ; PELET, 1980 ; BROOKS, 1981 ; TISSOT et PELET, 1981) :

- dilution de la matière organique par les éléments terrigènes,
- décomposition de cette matière organique avant son dépôt par action des organismes,
- oxydation dans les milieux ouverts par action des courants sous-marins.

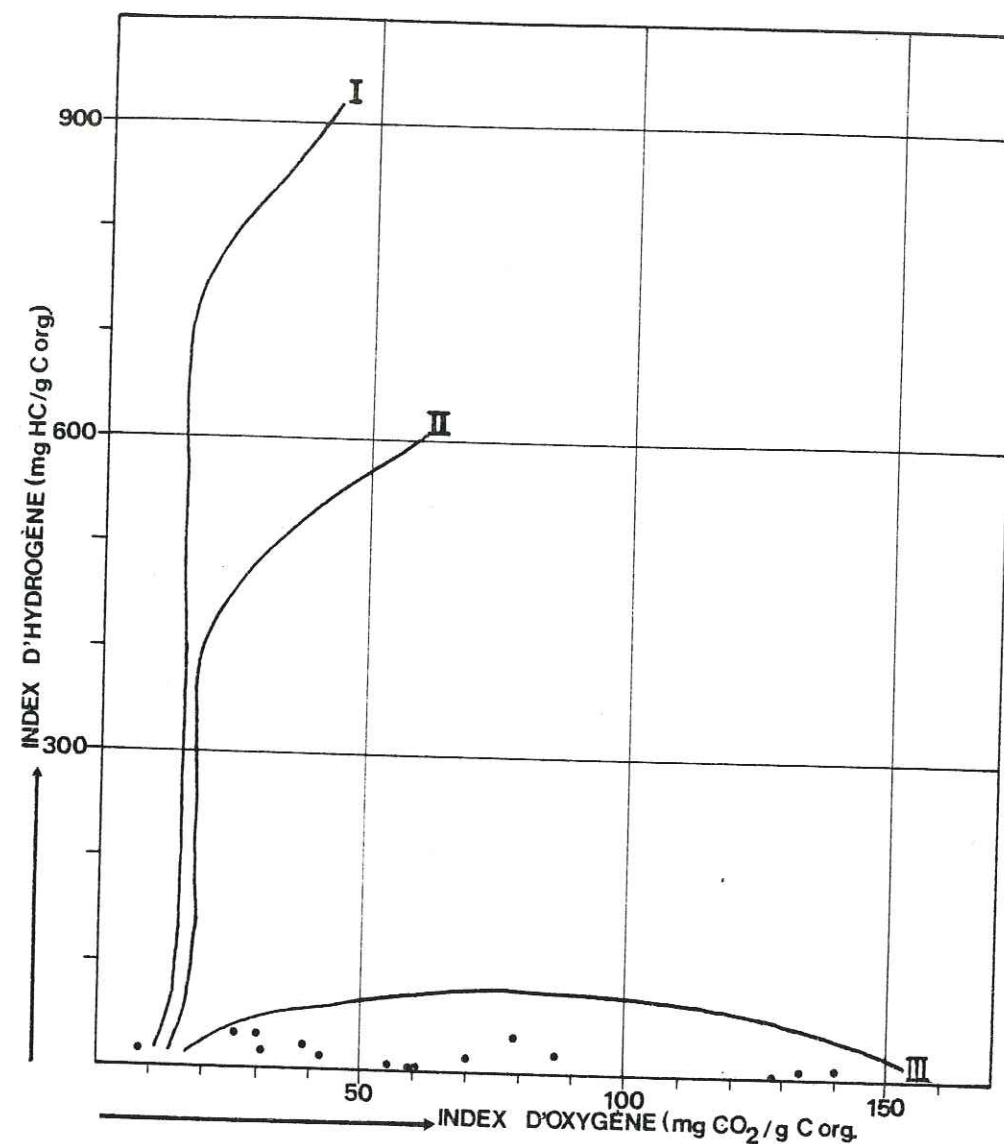


Fig. 50 : Caractérisation de la matière organique de la coupe des Bonfillons dans un diagramme index d'hydrogène - index d'oxygène.

La matière organique héritée du continent, beaucoup plus minéralisée résiste mieux à la décomposition bactérienne. De nombreux auteurs (TIMOFEEV et BOGOLYUBOVA, 1975 ; DOW, 1978 ; TISSOT et PELET, 1981) ont noté la capacité qu'ont les minéraux détritiques, en particulier les minéraux argileux, à s'associer à la matière organique terrestre en l'absorbant et en la transformant.

5. - ETAT DE MATURATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

La température du maximum de production des produits hydrocarbonés par craquage du kérogène, lors de la pyrolyse Rock-Eval, est un bon indicateur de maturation. Quand le pic S_1 est très petit, la roche est immature, aucun hydrocarbure n'est encore formé alors que S_2 représentative des hydrocarbures potentiels est à son maximum.

L'évaluation de la maturation est le plus souvent effectuée par la mesure du pouvoir réflecteur (PR) de la vitrinite (DOW, 1978 ; OUDIN, 1983 ; ROBERT, 1983).

- PR < 0,5 : zone immature
- 1 < PR < 0,5 : zone à huile
- PR > 1 : zone à gaz

Lorsqu'on exprime T max. en fonction de IH (fig. 51), on remarque qu'il existe dans les "terres noires" de la coupe des Bonfillons, deux états de maturation de la matière organique :

- le premier état de maturation se situe dans la fenêtre à huile, proche de la courbe du pouvoir réflecteur PR = 1 de la vitrinite, au Callovien inférieur,
- le deuxième état de maturation se situe à la sortie de la fenêtre à huile et au début de la zone à gaz humide, proche de la courbe PR = 1,5 de la vitrinite, du Bathonien supérieur à la base du Callovien.

6. - CONCLUSION

Malgré la richesse en pyrite des "terres noires" et leur couleur sombre, les teneurs en carbone organique demeurent faibles (inférieure à 1%). La méthode de caractérisation de type Rock-Eval a permis de constater que l'essentiel de la matière organique des "terres noires" est de type résiduelle, d'origine continentale très dégradée, malgré la présence d'une matière organique autochtone (dinokystes acritarches). Cette matière organique peut provenir des végétaux, qui couvraient les terres émergées proches du bassin, mais peut être aussi, selon ARTRU (1972), de formations sédimentaires plus anciennes ayant subi une évolution diagénétique très poussée.

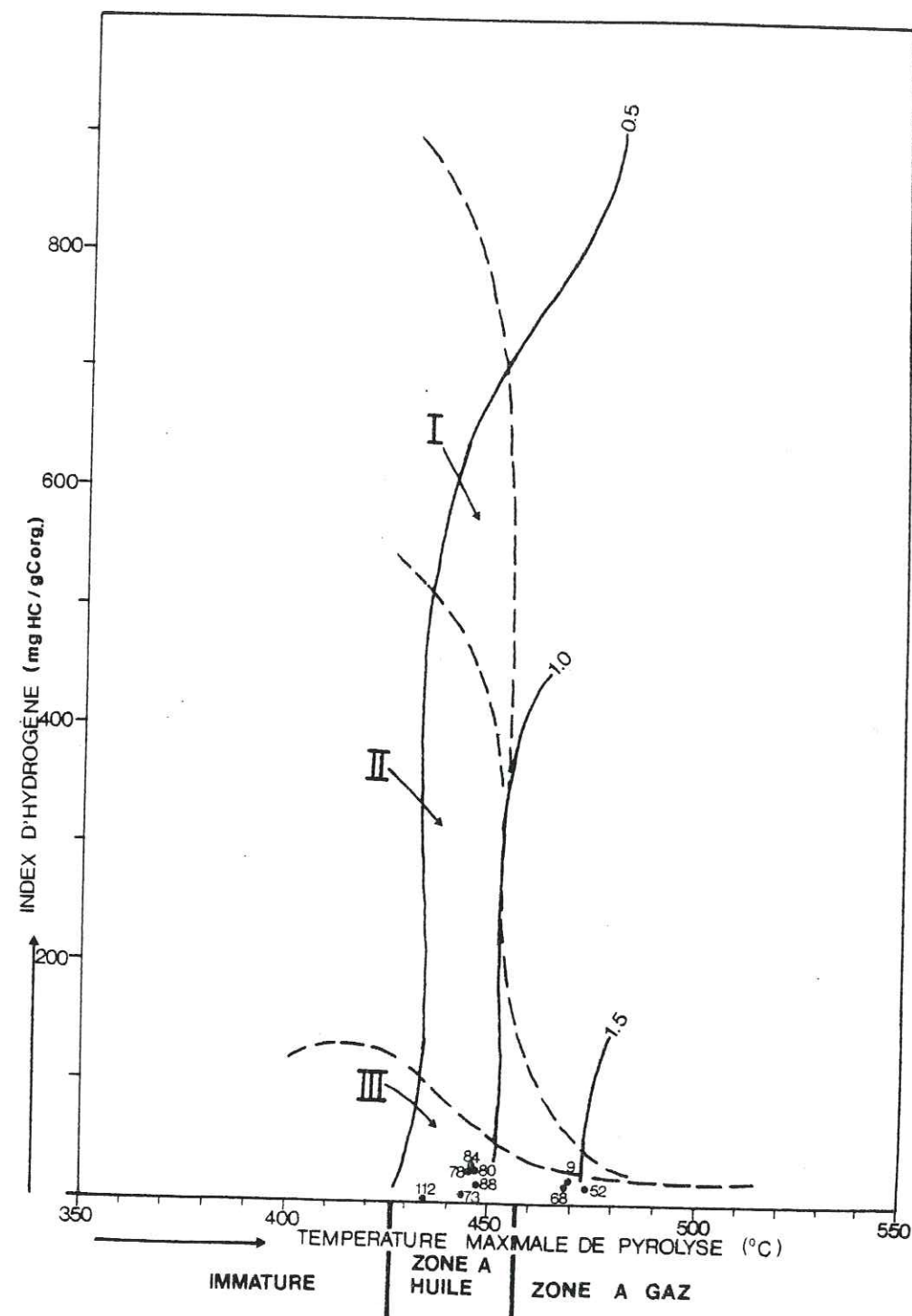


Fig. 51 : Etat d'évolution de la matière organique (index d'hydrogène en fonction de la température atteinte au sommet du pic de pyrolyse).

CONCLUSIONS GENERALES

La formation des "terres noires" de Provence a été étudiée grâce à quatre coupes : les Bonfillons, Claps, la Montagne de Vautubière, le Mont-Major et six sondages pétroliers ; les Angles 1, Istres 101, Rognes 1, Grand-Lubéron 1, Pont-de-Mirabeau 1, Jouques 1 qui délimitent une surface d'environ 4000 km².

Les divisions stratigraphiques au sein des "terres noires" sont basées sur la présence de microplancton (dinokystes et acritarches) dont la zonation est calée sur les zones d'ammonites dans la coupe de référence des Bonfillons.

Trois lignes-temps ont été reconnues dans cette formation :

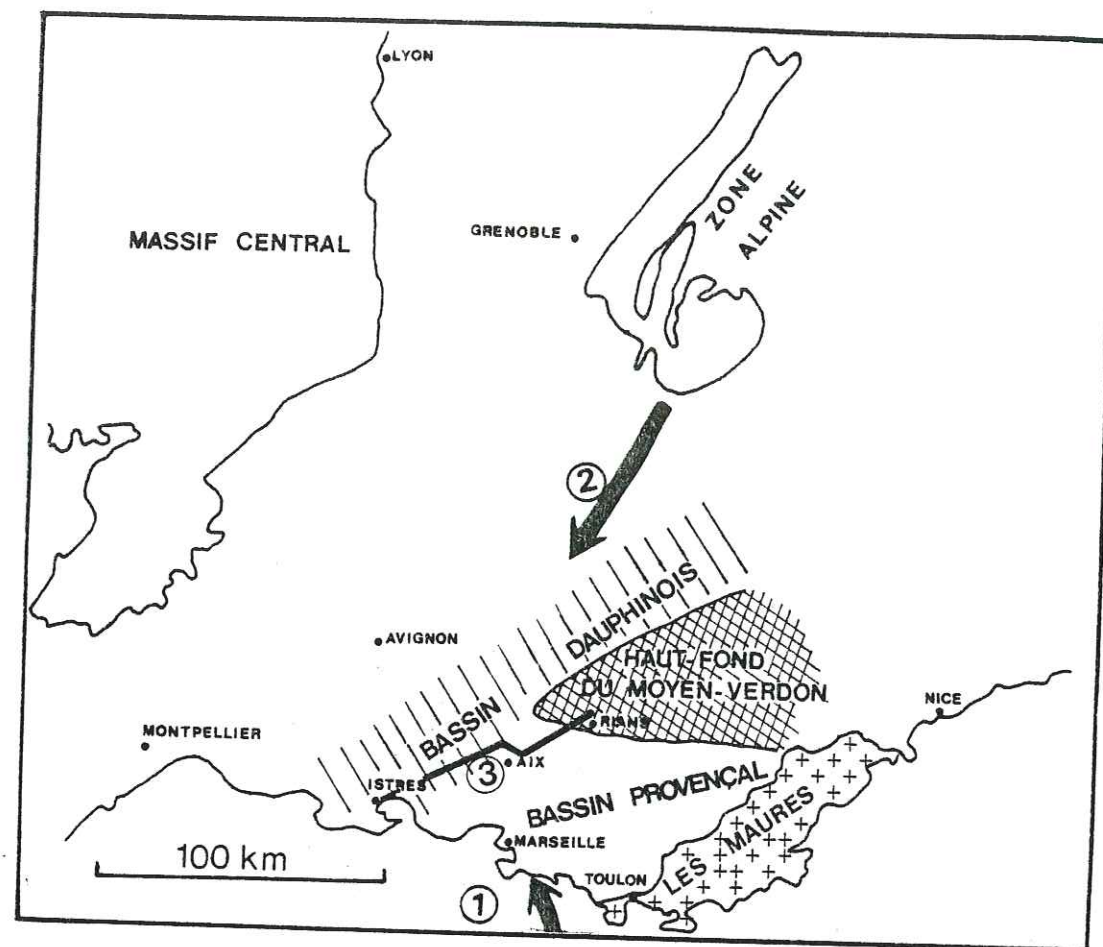
- la limite Callovien inférieur - Callovien moyen,
- la limite Callovien supérieur - Oxfordien inférieur,
- la limite Oxfordien inférieur - Oxfordien supérieur.

Les corrélations biostratigraphiques associées aux corrélations par diagraphies ont permis de suivre les limites Callovien supérieur - Oxfordien inférieur et Oxfordien inférieur - Oxfordien supérieur à travers le bassin méridional des "terres noires" depuis Istres 101 au Sud-Ouest jusqu'à Jouques 1 et Mont-Major à l'Est ; on décèle ainsi les variations d'épaisseurs et de faciès. Le bassin méridional comportait au Sud-Ouest (Istres 101) et au Nord (Grand-Lubéron 1) deux domaines subsidents au Dogger pour Istres 101 et à l'Oxfordien inférieur pour Grand-Lubéron 1, tandis qu'il présentait à l'Est (Jouques 1, Mont-Major) une aire faiblement subsidente correspondant au haut-fond du Moyen-Verdon (TEMPIER, 1972). Dans ce contexte, le secteur des Bonfillons et celui de Claps constituaient un domaine de transition. En outre, au Sud-Ouest (Istres 101), le Bajocien et le Bathonien étaient marneux alors que plus à l'Est (Jouques 1, la Montagne de Vautubière, Mont-Major) ils étaient calcarés-dolomitiques ; ceci confirme le caractère diachronique des "terres noires" de Provence. (Fig.52-53)

L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique a permis de préciser les caractères sédimentologiques des "terres noires" de Provence, formation fine et homogène, riche en quartz, à dominante marneuse dans laquelle les seules variations observées sont liées aux intercalations de bancs plus carbonatés. Les "terres noires" de Provence sont constituées pour l'essentiel d'une micrite argileuse associée à des quartz fins, à de rares bioclastes, à de la matière organique et de la pyrite.

L'étude au microscope électronique à balayage montre :

- la présence de coccolithes et de diatomées dans la micrite, à côté de l'argile,
- que ce matériel n'a été que peu transformé par la diagenèse, les niveaux les plus carbonatés étant les plus atteints par la recristallisation calcitique et la néoformation de minéraux comme le quartz et les feldspaths.



- ① : apport de kaolinite ② : apport de chlorite ③ : position de la coupe
 fig. 53.
 /// axe du bassin

Fig. 52 : Paléogéographie de la Provence au Jurassique moyen et supérieur.

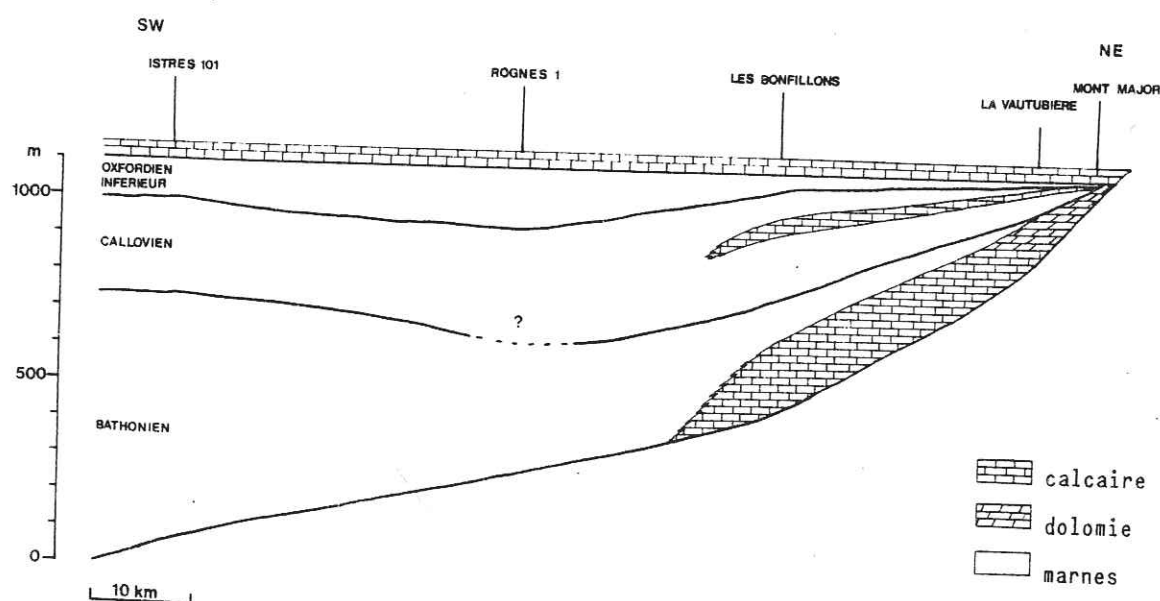


Fig. 53 : Coupe à travers le bassin méridional des terres noires de Provence d'Istres 101 au Mont-Major. (La position de cette coupe est représentée sur la carte paléogéographique (3))

La fraction argileuse est constituée d'illite et d'interstratifiés illite-smectite, minéraux très constants et bien représentés, ainsi que de kaolinite et chlorite dont la répartition est beaucoup plus variable. Les interstratifiés illite-smectite auxquels s'associent préférentiellement les éléments-traces, caractéristiques de la matière organique et de l'apatite, doivent vraisemblablement représenter une interaction entre l'héritage et le milieu de dépôt. L'illite et la kaolinite riche en lithium, la chlorite riche en fer, souvent associés au quartz sont, par contre, des minéraux hérités du continent ; l'illite étant la plus sensible aux influences du milieu de dépôt. La kaolinite et la chlorite sont beaucoup moins abondantes à l'Est, dans la région du Mont Major où ces minéraux tendent à disparaître. Cette raréfaction peut résulter à la fois de l'éloignement des sources du matériel hérité - ce qui serait le cas pour la kaolinite issue des terres émergées - et de la présence du haut-fond du Moyen-Verdon limitant l'arrivée de la chlorite issus du domaine alpin. La cristallinité de l'illite n'augmente que très légèrement avec la profondeur, de même la kaolinite ne diminue que très légèrement. Ces modifications traduisent une diagenèse d'enfouissement moins poussée que dans les terres noires septentrionales, ce qui est en accord avec les modifications très discrètes observées dans la micrite.

La matière organique est peu abondante et la teinte sombre des roches est surtout liée à la fraction argileuse. Cette matière organique est en majorité d'origine continentale. Elle est très dégradée. Ce qui, joint à l'importance du quartz, de l'illite, de la kaolinite et de la chlorite, rend compte d'un héritage continental dominant qui masque les faibles transformations dans le milieu de dépôt.

Cependant, l'évolution de la teneur en calcite, la composition bioclastique, l'évolution de la teneur en bore et celle de l'anomalie en manganèse sont des indices qui marquent les périodes d'ouverture du bassin méridional aux influences océaniques.

Ainsi, aux Bonfillons, le Callovien argileux, quartzeux et pyriteux présente une faune benthique de plate-forme externe, des teneurs faibles en bore et une anomalie en manganèse négative. Ces éléments l'opposent à la fois au Bathonien supérieur, plus calcaire, présentant une microfaune de radiolaires et de microfilaments abondants, caractéristiques d'une mer ouverte, et à l'Oxfordien, surtout supérieur, également plus calcaires, caractérisé par l'apparition des Protoglobigérines, des Globochaetes et aussi une teneur plus élevée en bore, une anomalie en manganèse fortement positive qui marquent très nettement l'ouverture du milieu au domaine océanique. La période comprise entre le Bathonien et l'Oxfordien supérieur, dans la coupe des Bonfillons, constitue donc un bel exemple de cycle sédimentaire, avec une séquence régressive du Bathonien au Callovien et une séquence transgressive pendant l'Oxfordien. L'accroissement de la teneur en calcite, en bore et l'anomalie en manganèse positive se retrouvent dans tout le domaine étudié. Ce qui traduit la transgression généralisée issue de la mer alpine. Dès lors, dans la région du Mont-Major, le haut-fond du Moyen-Verdon cède et la sédimentation devient plus importante et plus marine.

La paléogéographie du bassin provençal au Jurassique moyen montre qu'il est orienté sur un axe SW - NE suivant une ligne Istres - Grand Lubéron et qu'au Sud-Est il est limité par le haut-fond du Moyen-Verdon. À l'Ouest et au Nord-Ouest, ce bassin se raccorde au bassin dauphinois et forme avec lui le vaste bassin du Sud-Est rattaché au bloc européen.

B I B L I O G R A P H I E

- ADAMS J.E. and RHODES M.L. (1960) - Dolomitization by seepage refluction. *Amer Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 44 P. 1912 - 1920
- ALEXANDERSON T. (1972) - Micritisation of carbonate particles : process of precipitation and dissolution of modern marine sediments. *Pub. Paléont. Inst. Univ. Uppsala*, 118, 3, P. 201-236.
- ALPERN B. (1981) - Schistes bitumineux : constitution, réserves, valorisation. *Bull Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 5, 2, P. 319 - 352
- ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979) - Etude de l'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien) Thèse , Université de Provence Marseille, 2 tomes
- ARTRU P. et GAUTHIER J. (1966) - Etude géochimique d'une séquence des "terres noires". Application au problème de l'écologie des spongiaires constructeurs. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7ème série, T.VIII n° 3, P. 405 - 412
- ARTRU P. (1967) - Le contrôle structural de la sédimentation argileuse dans les Terres Noires jurassique d'Embrun à la Vallée du Rhône (FRANCE) *Bull. serv. carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 20, 4, P. 211 - 222.
- ARTRU P. (1972) - Les Terres Noires du Bassin Rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen) stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Université Claude Bernard - Lyon, 173 P.
- AUBOUIN J. et MENNESSIER G. (1963) - Essai sur la structure de la Provence. Livre en mémoire du Professeur Paul FALLOT. T. II, *Mém. Soc. géol. France*. P. 44 - 98.
- AWONGO M.L. et FLICOTEAUX-DUPIN F. (1983) - Etude stratigraphique et sédimentologique des "terres noires" de Provence. *Trav. sc. Terre, Labor. Séd. et SNEA (P) - Total CFP*, St-Jérôme Marseille, série X, n° 53, 21 P 5 fig. 2 Pl.
- BAILEY S.W. (1972) - Determination of chlorite compositions by x - ray spacing and intensities. *Clays and Clay min.* vol. 20, P. 381 - 388.
- BARLIER J. (1974) - Recherches paléothermiques dans le domaine des Terres Noires subalpines méridionales ; données de la minéralogie des argiles, du pouvoir réflecteur de la M.O.D. et d'étude des inclusions fluides aqueuses et organiques. Thèse de spécialité, Université de Paris-Sud.
- BARLIER J., RAGOT J.P. et TOURAY J.C. (1974) - L'évolution des Terres Noires subalpines méridionales d'après l'analyse minéralogique des argilés et la réflectométrie des particules carbonées. *Bull. BRGM* 2ème série, Section II, N° 6, P. 533 - 548.
- BATHURST R.G.C. (1958) - Diagenetic fabrics in some British Dinantian limestones. *Liverpool and Manchester Geol. Journ.*, 2, P. 11-36.
- BATHURST R.G.C. (1971) - Carbonate sediments and their diagenesis - 2ème édition, *Developments in Sedimentology*, 12, Elsevier, 658 P.
- BATHURST R.G.C. (1973) - Problèmes généraux posés par la diagenèse des sédiments carbonatés. *Bull. Centre Rech. Pau - SNPA*, 7, 1, P. 99 - 110 4 fig.

- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P. (1977) - Un bassin mésogéen du domaine périalpin : le Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 1, 1, P. 261 - 308.
- BAUSCH W.M. (1968) - Clay content and calcite crystal size of limestones. *Sedimentology*, 10, P. 71 - 75.
- BEAUDOIN B., BIE J. CONARD M., GUY B. et LE DEUFF D. (1975) - Essai d'analyse des rythmes dans les formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7ème série, T. XVI, n° 6, P. 634 - 642.
- BESNUS Y. (1975) - Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 197 P.
- BESNUS Y. et MOSSER C. (1976) - Les groupes à intercorrélations positives : une méthode statistique pour déterminer la répartition des éléments chimiques entre les phases constitutives d'une roche. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282, D, P. 587 - 590.
- BIGNOT G. (1982) - Les microfossiles. Dunod Université 212 P.
- BILLAUD Y. (1982) - Les paragenèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy. Thèse 3ème cycle, Université Claude Bernard Lyon, 135 P.
- BLOSS D. (1966) - Suggested terminology for interstratified clay minerals. *Amer. min.*, 51, P. 855 - 857.
- BOSTROM K. and PETERSON M.N.A. (1969) - The origin of aluminium - poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific rise. *Marine Geol.*, 7, P. 427 - 447.
- BOSTROM K., JOENSUU O., VALDES S. and RIERA M. (1972) - Geochemical history of South Atlantic ocean sediments since late Cretaceous. *Marine Geol.* 12, P. 85 - 121.
- BOURROUILH - LE JAN F. (1973) - Les dolomies et leurs genèses. *Bull Centre Rech. Pau SNPA*, 7, 1, P. 111 - 135 4 P1.
- BOURROUILH F. (1973) - Dolomitisation actuelle dans le monde. Une revue. *Sci. de la terre*, T. XVIII, n° 3, P. 279 - 298.
- BOUYSSSE Ph., GONI J., PARENT Ch. et LE CALVEZ Y. (1966) - Etude géochimique d'une tranche de sédiments fins actuels (baie de la Vilaine, Morbihan) Méthodologie, paléosalinité et diagenèse. Rech. B.R.G.M. sur le plateau continental. *Bull. BRGM*, 5, P. 19 - 62.
- BRADLEY W.F. (1945) - Diagnostic criteria for clay minerals. *Amer. Min.* 35, P. 704 - 713.
- BRINDLEY G.W. (1951) - The crystal structure of some chamosite minerals. *Mineralog. Mag.*, 29, 502-525.
- BROOKS J. (1981) - Organic matter and petroleum exploration : a review organic maturation studies and fossil fuel exploration. London Academie Press P. 37

- BROSSE E. (1982) - Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "black-shales" du Crétacé dans l'Atlantique Central Nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais. Thèse Docteur Ingénieur, Ecole Nationale Supérieure de Paris, 474 P.
- BURST J.F. (1958) - Mineral heterogeneity in "Glauconite pellets" *Am. Mineral.* 43, P. 481 - 497
- CAILLERE S. et HENIN S. (1963) - Minéralogie des argiles. Masson, Paris, 355 P.
- CARIOU E., ELMI S., MANGOLD C., THIERRY J. et TINTANT H. (1971) - La succession des faunes dans le Callovien français. Essais de corrélation à l'échelle de la zone. (Colloque du Jurassique, Luxembourg, 1967). *Mém. BRGM* n° 75 P. 665 - 692.
- CAUWET G. et GADAL F. (1974) - Etude géologique et géochimique d'une carotte prélevée dans le golfe du Lion. *Bull. BRGM* 2ème série, section IV, n° 4 P. 5 - 17
- CAYEUX L. (1931) - Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Atlas. Mémoires pour servir à l'explication de la carte géologique détaillée de la France. Paris, imprimerie nationale.
- CHAMLEY H. (1967) - Possibilité d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 265 série D, P. 184 - 187
- CHAMLEY H. (1971) - Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. Thèse, Université d'Aix-Marseille II, 401 P.
- CHAMLEY H. (1972) - Signification paléoclimatique des sédiments argileux quaternaires de Méditerranée occidentale. Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie, *Mém. BRGM* N° 77, T 2, P. 581 - 591.
- CHAMLEY H., ENU E., MOULLADE M. et ROBERT C. (1979) - La sédimentation argileuse du bassin de la Bénoué au Nigéria, reflet de la tectonique du Crétacé supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris* T. 288, série D, P. 1143 - 1146
- CHAMLEY H., DEBRANT P., FOULON J. et LEROY P. (1980) - Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367 DS DP) *Bull. soc. géol. Fr.* 7, T. XXII, n° 5, P. 745 - 755
- CHILINGAR G.V., BISSEL H.J. and WOLF K.H. (1967) Diagenesis of carbonate rocks. In LARSEN G. and CHILINGAR G.V. (ed) Diagenesis of sediments, Elsevier, P. 127 - 177
- COLLOT L. (1880) - Description géologique des environs d'Aix-en-Provence. Thèse, Montpellier.
- CORROY G. (1963) - L'évolution paléogéographique post-hercynienne de la Provence. Livre à la mémoire du Professeur Paul FALLOT, T. II, *mém. soc. géol. Fr.* P. 19 - 43.

- COTILLON P. (1974) - Sédimentation rythmique et milieux de dépôt : données fournies par l'étude du Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane (France SE) *Bull. soc. Géol. Fr.*, 7ème série T.XVI, n° 6, P. 583 - 592.
- COTILLON P. (1975) - Phénomènes sédimentaires et paléogéographiques en bordure de la mer alpine lors du passage du Jurassique au Crétacé en Haute-Provence orientale (arc subalpin de Castellane, France Sud-Est). IXe Congrès international de sédimentologie, Nice 1975, P. 145 - 150.
- DANA E.S. (1963) - A textbook of mineralogy with an extended treatise on crystallography and physical mineralogy - 4ème ed. revised by W.F. FORD, J. WILEY and sons' INC.
- DEBELMAS J. (1974) - Géologie de la France - Tome 2 : Les chaînes plissées du cycle alpin et leur avant-pays. Doin Paris.
- DEBRABANT P., CHAMLEY H., FOULON J. et MAILLOT H. (1979) - Mineralogy and geochemistry of upper Cretaceous and Cenozoic sediments from North Biscay Bay and Rockall Plateau (Eastern North Atlantic), Leg 48 DSDP. Init. Rep. of the D.S.D.P., Washington (U.S. Governm. Print. Off.), vol. 48, P. 703-725.
- DEBRABANT P. et FOULON J. (1979) - Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le jurassique supérieur sur les marges Nord-Atlantiques. *oceanologica acta*, vol. 2, fasc. 4, P. 469 - 475.
- DEBRABANT P. et CHAMLEY H. (1981) - Influences océaniques et continentales dans les premiers dépôts de l'Atlantique Nord. *Bull. soc. Géol. Fr.*, 7ème série, T.XXIV, n° 3 P. 473 - 486.
- DEBRAND-PASSARD S., COURBOULEIX S., LIENHARDT M.-J. (1984) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM, Fr., n° 125.
- DEBYSER J. (1957) - Contribution à l'étude des sédiments organiques de la mer baltique. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, 12, P. 3 - 13.
- DEBYSER J. (1961) - Contribution à l'étude géochimique des vases marines. *Publ. Inst. Fr. Pétrole*, 249 P.
- DELFAUD J. (1970) - Résumé d'une recherche sur la dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Société linéenne de Bordeaux, volume spécial.
- DELFAUD J. (1972) - Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithologique d'un bassin sédimentaire : l'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. *Mém. BRGM*, n° 77 P. 593 - 611.
- DELFAUD J. et GAUTHIER J. (1968) - Contribution à la connaissance de l'environnement de dépôts carbonatés de plate-forme. Caractères géochimiques et sédimentologiques du Jurassique nord-aquitain. *Bull. centre Rech. Pau SNPA*, 2, 2, P. 347 - 383, 8 fig, 2 pl. 7 tabl.
- DESFORGES G. et CROS P. (1975) - Diagenèse calcaréo-dolomitique précoce en milieu pélagique profond (quaternaire récent, Méditerranée occ.) IX congrès int. de Sedim. Nice, Thème 8, P. 19 - 24.
- DOW W.G. (1978) - Petroleum source beds on continental slopes and rises. *Bull. Amer. Assoc. Petrol Geol.* 62, 9, P. 1584 - 1606. 22 fig.

- DUNHAM R.J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture - Classification of carbonate rocks, a symposium. *Amer. Assoc. Petrol. Géol.*, Mem. 1, 108 - 121.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1964) - Les argiles du Crétacé supérieur dans le bassin de Douala (Cameroun) : problèmes de diagenèse. *Bull. serv. carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 17, 4, P. 287 - 310.
- DUNOYER de SEGONZAC G., ARTRU P. et FERRERO J. (1966) - Sur une transformation des minéraux argileux dans les Terres Noires du bassin de la Durance. Influence de l'orogénèse alpine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 262, série D, P. 2401 - 2404.
- DUNOYER de SEGONZAC G., FERRERO J. et KUBLER B. (1968) - Sur la cristallinité de l'illite dans la diagenèse et l'anchimétamorphisme. *Sedimentology*, 10, P. 137 - 143.
- DUNOYER de SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. (Thèse Université de Strasbourg) et *mém. carte géol. Als. Lorr.* n° 29, 320 P.
- DUNOYER de SEGONZAC G. et HEDDEBAUT C. (1971) - Paléozoïque anchimétamorphique à illite, chlorite, pyrophyllite, allévardite et paragonite dans les Pyrénées basques. *Bull. carte géol. d'Als. Lorr.* Strasbourg, 24, 4, P. 277 - 290.
- ELF-AQUITAINE (1975) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. T.1 : Eléments d'analyse. Centre Rech. Boussens et Pau, 173 P.
- ELF-AQUITAINE (1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés T.2 : Eléments d'interprétation. Centre Rech. Boussens et Pau. 231 P.
- EL WAKLEL S.K. and RILEY J.P. (1961) - Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 25, P. 110 - 146.
- ENAY R., MANGOLD C. et al. (1980) - Synthèse paléogéographique du Jurassique français. Docum. Lab. Géol. Lyon, H.S. 5, 210 P., 1 fig., 3 tabl., 42 cartes.
- ENAY R., TINTANT H. et CARIOU E. (1971) - Les faunes oxfordiennes d'Europe méridionale, essai de zonation. Colloque du Jurassique. *Mém. BRGM* n° 75, P. 635 - 663.
- ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT P., PAULET J. et BOUTEFEU A. (1977) - Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 32, 1, P. 23 - 42.
- ESQUEVIN J. (1969) - Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. centre Rech. PAU - SNPA*, 3, 1, P. 147 - 153.
- FAIRBRIDGE R.W. (1967) - Phases of diagenesis and authigenesis. in G. LARSEN and G.W. CHILINGAR (ed), Diagenesis of sediments. Elsevier P. 19 - 89.
- FISCHER J.C. (1980) - Fossiles de France et des régions limitrophes. Guides géologiques et régionaux. Masson éd., 444 P.
- FLICOTEAUX R. (1982) - Genèse des phosphates alumineux du Sénégal occidental, étapes et guides de l'altération. *Sci. géol. Bull.*, 67, Strasbourg 229 P.

- FLICOTEAUX R. and LUCAS J. (1984) - Weathering of phosphate minerals. In Phosphate Minerals Ed. J.O. NRIAGU and P.B. MOORE, Springer, Verlag, Berlin, P. 292 - 317.
- FLICOTEAUX - DUPIN F. (1983) - Etude microplanctonique du Callovien des "Terres Noires" de Provence. Rapport interne, Total - CFP, B, 2133 - 183, RL. n° 2973, 22 P.
- FOLK R.L. (1962) - Spectral subdivision of limestone types. Classification of carbonate rocks, a symposium. Mem 1, P. 62 - 84.
- FOSTER M.D. (1962) - Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. Shorter contributions to general geology *Geol. Surv. Prof. paper*, 414-A, 33 P.
- FOURNIE D. (1973) - L'analyse séquentielle et la sédimentologie des roches carbonatées. *Bull. centre Rech. Pau-SNPA*, 7, 1, P. 147 - 169.
- FREDERICKSON A.F. and REYNOLD R.G. (1960) - Geochemical method for determining paleosalinity in clays and clay minerals. 8th Nat. conf. clays and clay minerals, Proc. Pergamon Press, Oxford. P 203 - 213.
- FRIEDMAN G.M. (1964) - Early diagenesis and lithification in carbonate sediments *Journ. Sedim. petrol.*, Vol. 34, n° 4, P. 774 - 813
- FRIEDMAN G.M. and SANDERS J.E. (1967) - Origine and occurrence of dolostones. Developments in sedimentology, 91, carbonate rocks, Elsevier publishing Company, Amsterdam, London, New-York.
- FROGET C. (1974) - Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse doctorat es-sciences naturelles, Marseille, 219 P.
- GALL J.C. (1976) - Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie. Introduction à la paléocéologie. *Sci.Géol. mém.* n° 42.
- GIGNOUX M. (1960) - Géologie stratigraphique. Masson et Cie, 5e éd., 759 P.
- GUINIER A. (1964) - Théorie et techniques de la radiocristallographie. Dunod, Paris - 3ème édition - 756 P.
- GRIFFIN G.M. (1967) - X-ray diffraction techniques applicable to studies of diagenesis and low rank metamorphism in humic sediments *Journ. sedim. petrol.*, 37, 4, P. 1006-1011
- GÜVEN N. and KERR P.F. (1966) - Weathering effects on the structures of mica-type minerals *Amer. Min.*, vol. 51, P. 858 - 873.
- HARDER H. (1973) - Boron. In Handbook of geochemistry. Executive edit. WEDEPOHL, Springer Verlag, Berlin, section 5, B.O.
- HERBILLON A.J., MESTDAGH M.M., VIELVOYE L. et DEROUANE E.G. (1976) Iron in kaolinite with special reference to kaolinite from tropical soils. *Clay Minerals*, 11, P. 201 - 220.
- HERBIN J.P. et DEROO G. (1982) - Sédimentologie de la matière organique dans les formations du Mésozoïque de l'Atlantique Nord, *Bull. soc. géol. Fr.*, (7) T. 24, P. 497 - 510.

- HORSTMANN E.L. (1957) - The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12, P. 1 - 28.
- HOWER J. and MOWATT T.C. (1966) - The mineralogy of illites and mixed-layer illite-montmorillonites. *Amer. Min.*, vol. 51, P. 825 - 854.
- JEHL G. et LEIKINE M. (1968) - Les minéraux argileux des formations secondaires du massif des Babors occidentaux (Algérie). Apport à la connaissance de la sédimentologie, de la paléogéographie et de la tectonique. *Bull. serv. carte géol. Als. Lorr.*, 21, 4, P. 253 - 284.
- JONATHAN D., LETRAN K, OUDIN J.L. et VAN DER WEIDE B.M. (1976) - Méthodes d'étude physico-chimiques de la matière organique. *Bull. centre rech. Pau - SNPA*, 10, 1, P. 89 - 108.
- KASHIK S.A. (1965) - Replacement of quartz by calcite in sedimentary rocks. *Geochemistry international*, 2, 1, P. 133 - 138.
- KASTNER M. (1971) - Authigenic feldspars in carbonate rocks. *Amer. min.* vol. 56. P. 1403 - 1442.
- KENNEDY W.J. and ODIN G.S. (1982) - The Jurassic and Cretaceous time scale in 1981. In Numerical dating in Stratigraphy, Edited by G.S. ODIN, Tome 1, P. 557 - 592.
- KLINGEBIEL A. et LATOUCHE C. (1962) - Etude cristallographique des illites, dans les séries éocènes du Bordelais. *C.R. Acad. Sciences, Paris*, P. 142 - 144.
- KOSTOV I. (1968) - Mineralogy - Olivier and Boyd, Edinburgh and London
- KRUMBEIN W.C. (1947) - Analysis of sedimentation and diagenesis *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 31, P. 168 - 177
- KUBLER B. (1964) - Les argiles indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Fr. Pétrole*, vol. 19, n° 10, P. 1093 - 1112.
- KUBLER B. (1966) - La cristallinité de l'illite et les zones tout-à-fait supérieures du métamorphisme. Colloque de Neuchâtel sur les Etages tectoniques, La Baconnière. P. 105 - 120.
- KUBLER B. (1968) - Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années. *Bull. centre Rech. Pau SNPA*, 2, 2, P. 385 - 397.
- KULBICKI G. et MILLOT G. (1959) - Apport des minéraux argileux interstratifiés à la géologie des séries sédimentaires. *Bull Gr. Fr. Argiles*, 11, P. 47 - 52.
- LAMBOY M. (1976) - Géologie marine et sous-marine du plateau continental au Nord-Ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des phosphorites. Thèse doctorat d'Etat, Université de ROUEN 285 P.

- LAMEYRE J. (1975) - Roches et minéraux. Les matériaux. Tome 1, Doin Editeur, Paris, 128 P.
- LANQUINE A. (1929) - Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales, I - Le Lias et le Jurassique inférieur. *Bull. serv. carte géol. Fr.*, Paris, T. 32, n° 173, 385 P., 16 fig.
- LANQUINE A. (1935) - Le Lias et le Jurassique des chaînes provençales : II - Le Jurassique moyen et supérieur. *Bull. serv. carte géol. Fr.*, Paris T. 38, n° 191, 135 P., 3 fig.
- LARDENOIS J. et SERRA O. (1971) - Apports des sondages pétroliers à la connaissance du Jurassique supérieur du Bassin de Paris. Colloque du Jurassique, Luxembourg 1967, *Mém. BRGM* n° 75, P. 489 - 498, 1 Pl.
- LARQUE P. et WEBER F. (1975) - Techniques de préparation des minéraux argileux en vue de l'analyse par diffraction des rayons x, mise au point collective. Notes techniques de l'Institut de Géologie, Strasbourg, 1, 27 P.
- LERICHE H.H. (1959) - The distribution of certain trace-elements in the lower Lias of southern England - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 16, P. 101 - 122.
- LOMBARD A. (1972) - Les séries sédimentaires - Genèse - Evolution. Masson et Cie 425 P.
- LONG G. et NEGLIA S. (1968) - Composition de l'eau interstitielle des argiles et diagenèse des minéraux argileux. *Rév. Inst. Fr. Pétrole*, 23, P. 53 - 69
- LOREAU J.P. (1972) - Pétrographie de calcaires fins au microscope à balayage : introduction à une classification des "micrites". *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 274, série D, P. 810 - 813.
- LUCAS G. (1973) - Faciès carbonatés des mers profondes. *Bull. centre Rech. Pau - SNPA*, 7, 1, P. 193 - 206.
- LUCAS G., CROS P. et LANG J. (1976) - Les roches sédimentaires. Tome 2 : Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Doin Ed. 503 P.
- LUCAS J., CAMEZ T. et MILLOT G. (1959) - Détermination pratique aux rayons x des minéraux argileux simples et interstratifiés. *Bull. serv. carte géol. Als. Lorr.*, 12, fasc. 2, P. 21 - 31.
- LUCAS J. (1962) - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. serv. carte géol. d'Als. Lorr.*, Strasbourg, 23, 202 P.
- LUCAS J., MENOR E. et PREVOT L. (1979) - Le gisement de phosphates de chaux de Taïba (Sénégal). Un exemple d'enrichissement par altération. *Sci. Géol. Bull.* 32, 1 - 2, P. 39 - 57, Strasbourg.

./.

- MAILLOT H. et ROBERT C. (1980) - Minéralogie et géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques dans l'océan Atlantique Sud (marge africaine, dorsale médio-atlantique). *Bull. Soc. Géol. Fr.* T. XXI, n° 5, P. 779 - 789.
- MAMET B. (1972) - Quelques aspects de l'analyse séquentielle. *Mém. BRGM* n° 77, P. 663 - 677.
- Mc RAE S.G. (1972) - Glauconite - Earth science reviews, 8, P. 397 - 440, Elsevier, Amsterdam
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles - Masson, Paris 449 P.
- MILLOT G. (1967) - Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires (y compris les séries rouges) *Sedimentology*, vol. 8, n° 4, P. 259 - 280.
- MONACO A. (1975) - Les facteurs de la sédimentation marine argileuse. Les phénomènes physico-chimiques à l'interface. *Bull. BRGM* (2ème série) section IV n° 3, 15 fig., 3 Tabl.
- MOSSER C. (1980) - Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. *Sci. Géol. Bull.* n° 63 Strasbourg.
- MULLER G. (1967) - Diagenesis in argillaceous sediments. In G. LARSEN et G.V. CHILINGAR (Ed.) - Diagenesis of sediments. Elsevier, P. 127 - 177.
- MULLER A., PARTING A. et THOREZ J. (1973) - Caractères sédimentologiques et minéralogiques des couches de passage du Trias au Lias sur la bordure nord-est du bassin de Paris. *Ann. Soc. Géol. Belgique*. T. 96, P. 671 - 707.
- NATHAN Y. (1984) - The mineralogy and geochemistry of phosphorites. In phosphate minerals, edited by J.O. NRIGU and P.R. MOORE, P. 275 - 291.
- ODIN G.S. (1971) - Recherches sur la glauconie à l'aide du microscope électronique à balayage. Relation entre propriétés cristallographiques et structure fine - *Rev. Géogr. phys. Géol. dym.* vol. XIII, 4, P. 379 - 382. Paris.
- ODIN G.S. et GIRESSE P. (1972) - Formation de minéraux phylliteux (berthierine, smectites ferrifères glauconite ouverte) dans les sédiments du golfe de Guinée. *C.R. Acad. Sci. Paris* T. 275, série D, P. 177 - 180.
- ODIN G.S. (1974) - Application de la microscopie électronique par réflexion à l'étude des minéraux argileux : exemple des minéraux des glauconies. *Trav. Lab. Micropal. Paris*, 3, P. 297 - 313.
- ODIN G.S. (1975) - Les glauconies : constitution, formation, âge. Thèse, Paris Ronéo, 250 P.
- ODIN J.L. (1982) - Théorie et pratique de la géochimie organique. Rapport Total - C.F.P. R.L. n° 2510, 15 P.
- PELET R. (1980) - Evolution géochimique de la matière organique. In Kerogen, edited by DURAND, Technip, Paris, P. 475 - 499.

./.

- PERRODON A. (1980) - Géodynamique pétrolière. Genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. *Bull. centres rech. explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Mém. 2, Masson, 381 P.
- PETTIJOHN F.J. (1957) - Sedimentary rocks-Harper, New-York, 2ème éd. 718 P.
- POMEROL C. (1975) - Stratigraphie et paléontologie. Ere mésozoïque. Doin Editeur, Paris - 383 P.
- POMEROL C., BABIN C. LANCELOT Y., LE PICHON X. et RAT P. (1980) - Stratigraphie et paléogéographie. Principes et méthodes. Doin Editeur, Paris 209 P.
- PORTHAULT B. et TIXIER M. (1975) - Evolution sédimentologique et géochimique du Jurassique inférieur du bassin de Guercif (Maroc oriental). Interprétation paléo-structurale. IX^e congrès international de sédimentologie, Nice 1975, P. 335 - 339.
- PREVOT L., LUCAS J.; NATHAN Y. et SHILONI Y. (1977) - Répartition des éléments traces dans les phosphorites marines. 2ème symp. sur l'origine de la distribution des éléments, UNESCO, Paris, 1977, intern. Ass. Geochim. Cosmochim. Proc. Pergamon Press, P. 293 - 304.
- PREVOT L. et LUCAS J. (1979) - Comportement de quelques éléments traces dans les phosphorites. *Sci. Geol. Bull.* 32, 1 - 2, P. 91 - 105.
- PURSER B.H. (1972) - Subdivision et interprétation des séquences carbonatées. Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie. *Mém. BRGM* n° 77, T. 2, P. 679 - 698.
- PURSER B.H. (1973) - Aspects de la diagenèse carbonatée précoce et ses rapports avec les milieux sédimentaires actuels et anciens. *Sci. de la terre*, T. XVIII n° 3, P. 299 - 313.
- PURSER B.H. (1975) - Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. Thèse université de Paris Sud, centre d'Orsay, 383 P.
- PURSER B.H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1, *Publ. Inst. Fr. Pétrole*, Technip éd., 366 P.
- REYNOLDS R.C. and HOWER J. (1970) - The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. *clays and clay min.*, vol 18, P. 25 - 36.
- RIVIERE A. et VERNHET (1962) - Régime euxinique et sédimentation carbonatée en milieu lagunaire. *C.R. Acad. sci. Paris*, T. 255, P 3013.
- RIVIERE A. (1972) - Place et rôle des méthodes paléoclimatiques en stratigraphie. Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie 1970, *Mém. B.R.G.M.* n° 77, T. 2, P. 699 - 703.
- ROBERT C. (1979) - Etude de la sédimentation argileuse dans les forages Port-Gentil n° 1 à Biawongué n° 1 (GABON). Lab. Géol. marine, centre d'océanographie, centre univ. Luminy, Marseille - 6 P.

- ROBERT P. (1983) - L'histoire géothermique des bassins sédimentaires par diagenèse organique. Thèse université de Bordeaux III, 2 tomes.
- ROGER J. (1977) - Paléoécologie. Masson, Paris, 170 P.
- ROMERO A. et SABATIER G. (1962) - L'élargissement des raies cool de la diffraction x de l'illite dans les formations sédimentaires. Application à la stratigraphie des environs d'Amélie-les-Bains (Pyrénées orientales) *C.R. Acad. Sci. Paris*, T. 254, n° 5, P. 889 - 891.
- SAUTEREAU J.P. et DECARREAU A. (1973) - Genèse des minéraux argileux, géochimie des éléments majeurs du chrome et du vanadium dans le Bartonien moyen du bassin de Paris. Thèse université de Paris Sud (Centre d'Orsay).
- SAWHNEY B.L. (1967) - Interstratification in vermiculite. *Clays and clay min.*, 15, P. 75 - 85.
- SERRA O. (1971) - Apports des sondages pétroliers à la connaissance du Lias du bassin de Paris. Colloque du Jurassique, Luxembourg 1967, *Mém. BRGM*, n° 75, P. 481 - 487.
- SERRA O. (1972) - Diagraphies et stratigraphie. *Mém. BRGM*, n° 77, P 775 - 797.
- SHOVER E.F. (1964) - Clay mineral environment relationships in Cisco (U. Penn.) Clays and shales. North central Texas. *clays and clay min.*, P. 431 - 443.
- SITTLER C. et DEMANGEON P. (1963) - Les minéraux argileux, indicateurs de faciès dans le paléogène languedocien. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, T. 16, fasc. 14, P. 213 - 226.
- STEINBERG M., TOURAY J.C., TREUIL M., MASSARD P. (1978) - Géochimie. Doin Ed. Paris 2 vol.
- STIEGLITZ R.D. (1972) - Scanning electron microscopy of the fine fraction of recent carbonate sediments from Bimini, Bahamas. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 42, n° 1, P. 211 - 216
- TAYLOR J.M. (1950) - Porespace reduction in sandstones. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, Tulsa (Oklahoma) 34, 4, P. 701 - 716.
- TEMPIER C. (1964) - Sédimentologie et paléocéanographie des formations marneuses du Callovien et de l'Oxfordien inférieur dans la région de Vauvenargues (Bouches-du-Rhône). *Rec. Trav. St. Marine d'Endoume*, Bull. 32, fasc 48, P. 203 - 220.
- TEMPIER C. (1965) - Variations latérales de faciès et lithostratigraphie du sommet du Jurassique supérieur pour un secteur de Provence occidentale. *Bull. Mus. d'hist. Nat. Marseille*, T. 25, P. 35 - 39.
- TEMPIER C. (1968) - Nouvelles données sur le Jurassique du Massif de la Sainte-Victoire et des secteurs voisins. *Ann. Fac. Sci. MARSEILLE*, T. 40, P. 79 - 103.

- TEMPIER C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Trav. des Lab. Sci. Terre, St Jérôme*, Marseille, série B., n° 4, 361 P., 102 fig. 77 Pl hors texte
- THOREZ J. et VAN LECKWIJCK W. (1967) - Les minéraux argileux et leurs altérations dans le Namurien inférieur de Belgique (Synclinal de Namur). *Ann. Société Géol. Belgique*, T. 90, Bull 4, P. 329 - 380.
- THOREZ J. et VAN LECKWIJCK (1967) - Minéralogie des argiles dans une "poche de dissolution" au contact du Viséen et du Namurien dans la région d'Andenne Synclinal de Namur). *Ann. Société Géol. Belgique*, T. 90, Bull 4, P. 381 - 394.
- THOREZ J. et BOURGUIGNON P. (1973) - Minéraux argileux des argiles de dissolution des calcaires dinantiens en Cendroz. *Ann. Société Géol. Belgique*, T. 96, P. 59 - 85.
- THOREZ J. (1975) - Phyllosilicates and clay minerals. A laboratory hand book of their x-ray diffraction analysis. Editions C. Lelotte, Dison, Belgique, 579 P.
- TIMOFEEV P.P. et BOGOLYUBOVA L.I. (1975) - Relation of changes of organic and clay substances in deposits of recent peat accumulation areas. Colloque international sur la pétrographie de la matière organique des sédiments, relations avec la paléotempérature et le potentiel pétrolier. Publié par B. ALPERN, Ed. du C.N.R.S., Paris, P. 153 - 172.
- TIMOFEEV P.P. et BOGOLYUBOVA L.T. (1981) - Organic matter(in cretaceous "black shales" from the Atlantic and Pacific oceans and their relations to the problems of oil and gas formation. *Bull. Centre rech. explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 5, 2, P. 575 - 600.
- TISSOT B., CALIFET-DEBYSER Y., DEROO and OUDIN J.L. (1971) - Origin and evolution of hydrocarbons in Early Toarcian shales, Paris basin, France. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Bull 55, P. 2177 - 2193.
- TISSOT B. DURAND B. ESPITALIE J. and COMBAZ A. (1974) - Influence of nature and diagenesis of organic matter in the formation of petroleum. *Am. Ass. Petr. Geol.*, Bull. 58, P. 499 - 506.
- TISSOT B., DEROO G. and HERBIN J.P. (1979) - Organic matter in cretaceous sediments of the North Atlantic : contribution to sedimentology and paleogeography In : Deep drilling results in the Atlantic ocean, continental margins and paleoenvironment, Maurice Ewing, serie 3, Am. Geophys. Un. Washington P. 362 - 374.
- TISSOT B. and PELET R. (1981) - Sources and fate of organic matter in ocean sediments, *Oceanologica Acta*, n° 5, P. 62, P. 97 - 103.
- TOPKAYA M. (1950) - Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sédimentaires. *Bull. des Lab. de Géol. Min. Geoph. et du musée de géologie de l'Université de Lausanne*. Bull. n° 97, 132 P. 13 Pl.

- TOWE K. M. (1962) - Clay minerals as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. *Journ. of sedimentary petrology*, vol. 32, n° 1, P. 26 - 28
- VATAN A. (1967) - Manuel de sédimentologie. Technip éd. Paris, 397 P.
- VELDE B. and HOWER J. (1963) - Petrological significance of illite polymorphism in paleozoic sedimentary rocks. *Am. mineralogist*, vol. 48, P. 1239 - 1253.
- VINE J.D. and TOURTELOT E.B. (1970) - Geochemistry of black shales deposits. A summary report. In *Economic Geology*, vol. 65, P. 253 - 272.
- WEAVER C.E. and BECK K.C. (1977) - Miocene of the SE United states : a model for chemical sedimentation in peri-marine environment. *Sedimentary geology*, vol. 17, n° 1/2, Elsevier.
- WEBER F., DUNOYER de SEGONZAC G. et ECONOMOU C. (1976) - Une nouvelle expression de la "cristallinité" de l'illite et des micas. Notion d'épaisseur apparente. *C.R. somm. Société géol. FRANCE*, fasc. 5, P. 225 - 227.
- WEDEPOHL K.H. (1972). Zinc. In handbook of geochemistry. executive ed. WEDEPOHL, Springer Verlag, Berlin, section 30, B.O.
- WEDEPOHL K.H. (1978) - Manganèse : abundance in common sediments and sedimentary rocks. In *Handbook of geochemistry*, vol II-3, P. 1 - 17.
- YAPAUDJAN L. (1972) - Une approche actualiste en géologie sédimentaire (quelques données d'interprétation des séquences de plate-forme). Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie. *Mém. BRGM n° 77*, P. 715 - 744

Cartes Géologiques

Feuille au 80 000è : Aix (3e ed.)

Feuilles au 50 000è : Aix-en-Provence (2e ed.) Pertuis, Tavernes.

LISTE DES FIGURES

-O-O-O-O-O-

1 - Les grandes unités géographiques et géologiques de la Provence, d'après DEBELMAS (1974)	13
2 - Localisation des affleurements des "terres noires" en Provence et position des sondages étudiés	14
3 - Unités paléogéographiques du Lias marneux -Dogger d'après BEAUDRIMONT et DUBOIS (1977)	15
4 - Localisation des coupes étudiées (d'après la carte I.G.N. Marseille - Carpentras au 100 000 ^e réduite)	20
5 - Localisation de la coupe des Lamberts et de la coupe des Reynauds	21
6 - Coupe du Jurassique moyen des Reynauds	23
7 - Coupe du Jurassique moyen et supérieur des Lamberts	26
8 - Situation géographique de la coupe de Claps	27
9 - Coupe du Jurassique moyen et supérieur de Claps	28
10 - Situation géographique de la coupe de la Montagne de Vautubière	30
11 - Coupe du Callovien de la montagne de Vautubière	31
12 - Coupe du Callovien et de l'Oxfordien de la montagne de Vautubière	31
13 - Localisation de la coupe du Mont Major	32
14 - Coupe du Jurassique moyen et supérieur du Mont Major	34
15 - Corrélations stratigraphiques entre les Bonfillons et le Mont Major	36
16 - Corrélations diagraphiques	38
17 - Corrélations stratigraphiques entre sondages et affleurements ... Hors-texte	
18 - Profil du Jurassique moyen et supérieur entre Istres 101 et Grand Lubéron 1 .	49
19 - Profil du Jurassique moyen et supérieur entre Istres 101 et Rians	50
20 - Profil du Jurassique moyen et supérieur entre Grand Lubéron 1 et la montagne de Vautubière	51
21 - Isopaques du Lias-marneux-Dogger d'après BAUDRIMONT et DUBOIS (1977) ..	53

22 - Isopaques du Callovien	52
23 - Isopaques de l'Oxfordien inférieur	52
24 - Aspect macroscopique du niveau bréchique de la montagne de Vautubière.....	68
25 - Analyse séquentielle de la coupe des Bonfillons	80
26 - Analyse séquentielle des sondages d'Istres 101, Rognes 1 et Jouques 1	82
27 - Analyses minéralogiques du sondage d'Istres 101	89
28 - Caractérisation des illites selon la méthode d'Esquevin dans le sondage d'Istres 101	92
29 - Analyses minéralogiques du sondage de Rognes 1	94
30 - Diffractogrammes caractéristiques du sondage de Rognes 1	96
31 - Diffractogrammes caractéristiques du sondage de Rognes 1	97
32 - Caractérisation des illites selon la méthode d'Esquevin dans le sondage de Rognes 1	98
33 - Analyses minéralogiques de la coupe des Bonfillons	100
34 - Diffractogrammes caractéristiques de la coupe des Bonfillons	101
35 - Association à illite, illite-smectite, kaolinite et chlorite stable au chauffage	102
36 - Analyses minéralogiques de la coupe de Claps	104
37 - Association à smectite, illite, illite-smectite, kaolinite et chlorite dans le Callovien de Claps	106
38 - Analyses minéralogiques du sondage de Jouques 1	107
39 - Analyses minéralogiques de la coupe de la montagne de Vautubière	110
40 - Analyses minéralogiques de la coupe du Mont Major	110
41 - Caractérisation des illites selon la méthode d'Esquevin dans la coupe de la montagne de Vautubière	111
42 - Répartition spatiale des minéraux argileux	113
43 - Analyses minéralogiques et chimiques du sondage d'Istres 101	128
44 - Analyses minéralogiques et chimiques du sondage de Rognes 1	131
45 - Analyses minéralogiques et chimiques de la coupe des Bonfillons	133
46 - Comparaison des moyennes des éléments traces des terres noires avec la moyenne des shales (TUREKIAN et WEDEPOHL, 1961) et la moyenne de la croûte, TAYLOR (1964)	136

47 - Variation latérale des éléments traces entre Istres 101 et la Vautubière au Callovien et à l'Oxfordien	142
48 - Variation latérale des éléments traces entre les Bonfillons et le Mont Major à l'Oxfordien inférieur	142
49 - Teneur en carbone organique et carbone minéral de la coupe des Bonfillons ...	146
50 - Caractérisation de la matière organique de la coupe des Bonfillons dans un diagramme index d'hydrogène - index d'oxygène	148
51 - Etat d'évolution de la matière organique (index d'hydrogène en fonction de la température atteinte au sommet du pic de pyrolyse)	150
52 - Paléogéographie de la Provence au Jurassique moyen et supérieur	152
53 - coupe à travers le bassin méridional des terres noires de Provence d'Istres 101 au Mont Major	152

LISTE DES TABLEAUX

-O-O-O-O-O-

I	- Echelle stratigraphique et zones d'ammonites du Jurassique moyen (Bajocien à Callovien) et de la partie basale du Jurassique supérieur (Oxfordien)	19
II	- Répartition stratigraphique des Dinokystes de la coupe des Bonfillons	
III	- Répartition stratigraphique du microplancton callovo-oxfordien du sondage de Rognes 1	
IV	- Intensité des pics des éléments chimiques à la fluorescence X	61
V	- Composition minéralogique et chimique moyenne des sondages d'Istres 101 et de Rognes 1 et de la coupe des Bonfillons	120
VI	- Teneurs en silice, alumine et titane sur roche totale du sondage d'Istres 101	121
VII	- Teneurs en silice, alumine et titane sur roche totale de la coupe des Bonfillons	121
VIII	- Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments traces et les minéraux de 20 échantillons du sondage d'Istres 101	122
IX	- Groupes à intercorrélations positives du sondage d'Istres 101, sur roche totale	123
X	- Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments traces et les minéraux de 16 échantillons du sondage de Rognes 1	124
XI	- Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments traces et les minéraux de 30 échantillons de la coupe des Bonfillons	126
XII	- Groupes à intercorrélations positives de la coupe des Bonfillons, sur roche totale	127
XIII	- Composition chimique moyenne de la fraction inférieure à 2 μ m de 8 échantillons répartis d'Istres 101 à Mont Major	135
XIV	- Matrice des coefficients de corrélation entre les éléments majeurs, les éléments traces et les minéraux de 8 échantillons de la fraction inférieure à 2 μ m	137

XV	- Groupes à intercorrélations positives de 8 échantillons de la fraction inférieure à 2 μ m	138
XVI	- Variations des teneurs moyennes des éléments majeurs de la fraction inférieure à 2 μ m d'Istres 101 au Mont Major	140
XVII	- Variation des teneurs moyennes des éléments traces de la fraction inférieure à 2 μ m d'Istres 101 au Mont Major	143

LISTE DES PLANCHES

-O-O-O-O-O-O-O-O-

Pages

Pl. I .-	Le faciès à microfilaments et le faciès marneux à rares bioclastes.....	60
Ph. 1 :	Vue d'ensemble du faciès à microfilaments (microscope optique)	
Ph. 2 et 3 :	Microfilament (MEB)	
Ph. 4 :	Coccolithe (MEB) dans le faciès marneux à rares bioclastes	
Ph. 5 :	Agrégat micritique (MEB) dans le faciès marneux à rares bioclastes	
Ph. 6 :	Chlorite ? (MEB) dans les termes de l'Oxfordien inférieur des Bonfillons	
Ph. 7 :	Faciès marneux à rares bioclastes (MEB)	
Ph. 8 :	Illite probable (MEB) dans les termes du Callovien inférieur des Bonfillons	
Pl. II.-	Les calcaires micritiques et le faciès calcaire à oolithes et pellets.....	62
Ph. 9 :	Micrite (MEB) dans marnes calloviennes	
Ph.10 :	Micrite grumeleuse (MEB)	
Ph.11 :	Détail de ph. 10	
Ph.12 :	Marcassite (MEB)	
Ph.13 :	Pyrite (MEB)	
Ph.14-15-16 :	Microfaciès du bouc détritique de la coupe des Bonfillons	
Pl. III.-	Les faciès noduleux et bréchiques.....	66
Ph.17 :	Microfaciès dans un calcaire à lamination	
Ph.18 :	Gypse dans nodule (MEB)	
Ph.19 :	Goethite (MEB)	
Ph.20 :	Microfaciès du niveau bréchique de la coupe de la Vautubière	
Ph.21 :	idem	
Ph.22 :	Goethite (MEB) dans le niveau bréchique de la coupe de la Vautubière	
Ph.23 :	idem (détail)	
Ph.24 :	Microfaciès dans les calcaires à entroques	
Pl. IV.-	Le faciès calcaire à entroques et l'évolution diagénétique.....	72
Ph.25 :	Microfaciès dans calcaire à entroques	

Ph.26 : Glauconie (MEB)	
Ph.27 : idem (détail)	
Ph.28 : Microfaciès avec radiolaire	
Ph.29 : Cimentation dans les marnes à microfilaments (MEB)	
Ph.30 : idem (détail)	
Ph.31 : Cimentation de pores dans le niveau bréchique de la coupe de la Vautubière (MEB)	
Ph.32 : idem (détail)	
Ph.33 : Cimentation dans les calcaires à oolithes (MEB)	
Pl. V.- Processus diagénétiques.....	76
Ph.34 : Microfaciès, relation quartz-calcite	
Ph.35 : Pelote recristallisée (microscope optique)	
Ph.36 : idem (MEB)	
Ph.37 : Feldspath authigène (microscope optique)	
Ph.38 : Quartz authigène (microscope optique)	
Ph.39 : Feldspath authigène dans le cortex d'une oolithe (microscope optique)	
Ph.40 : idem (MEB)	
Ph.41 : Feldspath authigène englobant un ancien grain et oolithes à cortex souligné par de la pyrite (microscope optique)	
Ph.42 : Dolomitisation épigénétique, générale (microscopie optique), Callovien du Mont-Major	
Ph.43 : Dolomitisation partielle (microscopie optique), Oxfordien inférieur du Mont-Major	

TABLE DES MATIERES

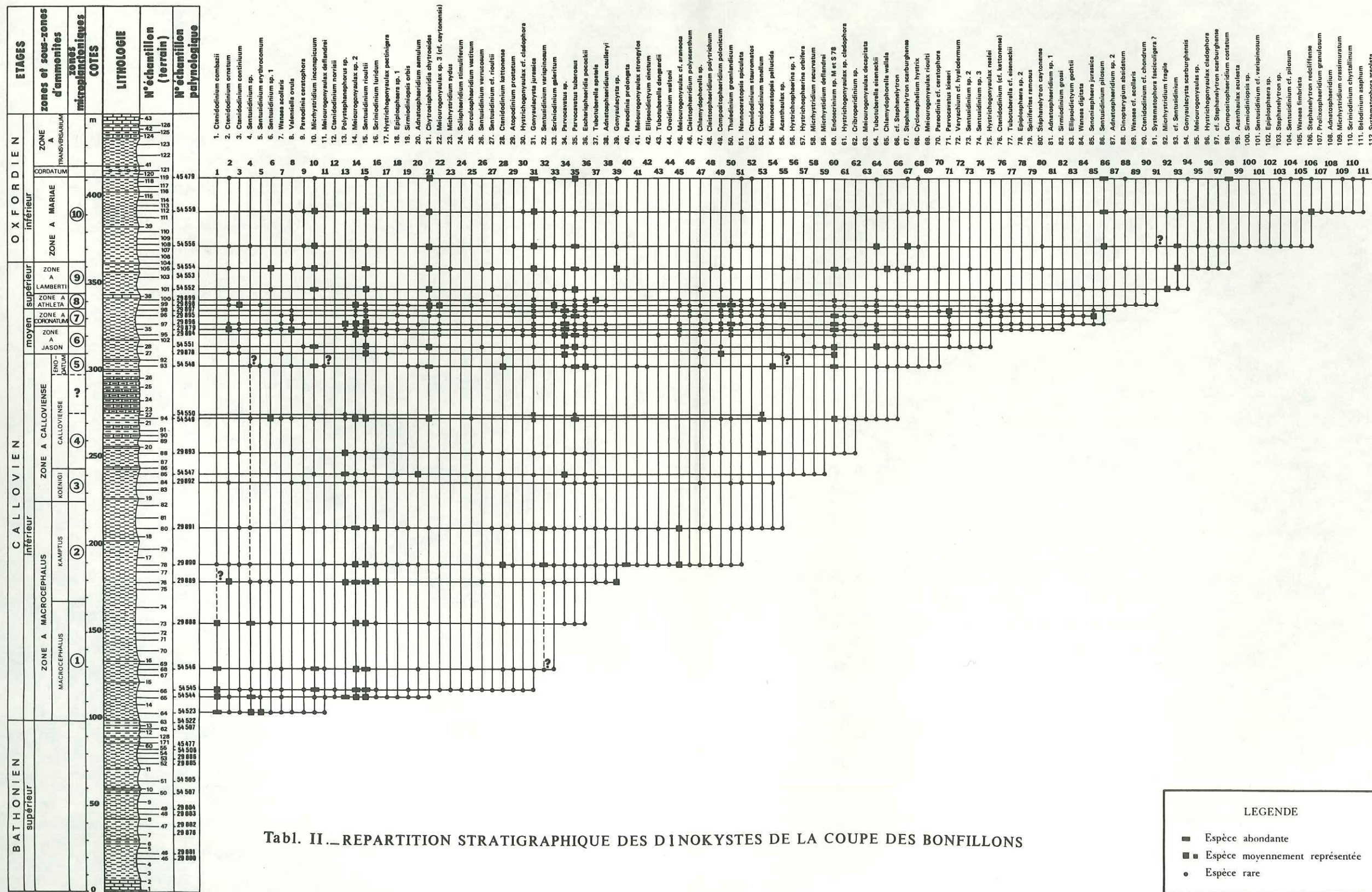
AVANT - PROPOS	9
INTRODUCTION	11
1 - Définition des Terres noires	11
2 - Les travaux antérieurs	11
3 - But de l'étude	12
4 - Cadre géographique et structural	12
5 - Paléogéographie de la Provence avant le dépôt des terres noires ..	13
PREMIERE PARTIE : STRATIGRAPHIE	17
NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE	19
Chapitre I. - Les zones d'affleurement des terres noires	21
I. - La coupe des Bonfillons	21
A - Le secteur des Reynauds	22
1 - Bathonien supérieur	22
2 - Callovien	22
B - Le secteur des Lamberts	25
1 - Callovien	25
2 - Oxfordien	25
II. - La coupe de Claps	27
1 - Bathonien	29
2 - Callovien	29
III. - La coupe de la montagne de la Vautubière	30
1 - Bathonien supérieur	30
2 - Callovien	30
3 - Oxfordien	32
IV. - La coupe du Mont Major	32
1 - Bathonien	33
2 - Callovien	33
3 - Oxfordien	33
V. - Corrélations stratigraphiques	35
A - Le Bathonien	35
1 - Les variations d'épaisseur	35
2 - Les variations de faciès	35
B - Le Callovien	35
Chapitre II. - Les données de subsurface	37
I. - Le sondage de Rognes 1	37
1 - Callovien	39
2 - Oxfordien inférieur	39
3 - Oxfordien supérieur	40

II. - Le sondage de Grand Lubéron 1	40
1 - Dogger	40
2 - Callovien	40
3 - Oxfordien inférieur	41
4 - Oxfordien supérieur	41
III. - Le sondage de Pont de Mirabeau 1	41
1 - Dogger	41
2 - Callovien et Oxfordien	42
IV. - Le sondage de Jouques	42
1 - Bathonien	42
2 - Callovien et Oxfordien	42
V. - Le sondage d'Eguilles 1	43
1 - Callovien	43
2 - Oxfordien inférieur	43
3 - Oxfordien supérieur	43
VI. - Le sondage des Angles 1	43
1 - Dogger	44
2 - Callovien	44
3 - Oxfordien inférieur	44
4 - Oxfordien supérieur	44
VII. - Le sondage d'Istres 101	44
1 - Dogger	45
2 - Callovien	45
3 - Oxfordien inférieur	45
4 - Oxfordien supérieur	46
VIII - Conclusions sur les variations observées en subsurface ..	46
Chapitre III. - Synthèse des données stratigraphiques	47
1 - Comparaison des sondages et des affleu- rements	47
a) Les données du microplancton	47
b) Les données de la calcimétrie	47
2 - Profils de corrélation du Jurassique moyen et supérieur	48
a) Profil SW-NE entre Istres 101 et Grand Lubéron 1	48
b) Profil WSW-ENE entre Istres 101 et Mont Major	48
c) Profil NNW-SSE entre Grand Lubéron et la montagne de Vautubière	48
3 - Courbes isopaques	48
4 - Conclusion	53
DEUXIEME PARTIE : SEDIMENTOLOGIE, MINERALOGIE et GEOCHIMIE	55
Chapitre I. - Etude pétrographique	57
Introduction	57
I. - Les différents lithofaciès	57
A - Le faciès à microfilaments	58
1) - Les éléments figurés	58
2) - Le liant	58
B - Le faciès marneux à rares bioclastes	59
1) - Les éléments figurés	59
2) - La matrice	59

C - Les calcaires micritiques	61
1) - Les micrites homogènes	61
2) - Les micrites grumeleuses	63
D - Le faciès calcaire à oolithes et pellets	63
1) - Les Bonfillons	63
2) - Claps	65
E - Les faciès noduleux et bréchique	67
1 - Les faciès noduleux	67
a) Les Bonfillons et la Vautubière	67
b) Mont Major	67
2 - Le niveau bréchique de la Vautubière	68
a) La plage micritique claire	68
b) Les nodules micritiques sombres	69
c) Interprétation	69
F - Le faciès calcaire à entroques	70
II. - Les processus diagénétiques	70
A - Introduction	70
B - Analyse des processus diagénétiques	70
1 - Glauconitisation	71
2 - Micritisation	73
3 - Dissolution et cimentation	73
4 - Recristallisation de la calcite	74
5 - Néof ormation de quartz authigène	75
6 - Néof ormation de feldspaths	77
7 - Dolomitisation	77
C - Analyse séquentielle	79
1 - La coupe des Bonfillons	79
a) Teneur en carbonate de calcium	79
b) Teneur et taille du quartz détritique	81
c) Les éléments biologiques	81
2 - Les sondages d'Istres 101, Rognes 1 et Jouques 1	83
a) Teneur en carbonate de calcium	83
b) Teneur en quartz détritique	83
3 - Comparaison entre les sondages et la cou- pe des Bonfillons	83
Chapitre II. - Minéralogie des argiles	85
A - Méthode d'étude	85
1 - Préparation	85
a) Diffractogrammes de poudres désorien- tées	85
b) Préparation et traitement des pâtes orientées	85
2 - Appareillage	85
3 - Résultats	86
a) Détermination des minéraux argileux	86
b) Estimation semi-quantitative	87
c) Caractérisation de l'illite	87
B - Répartition verticale des minéraux argileux	88
1 - Le sondage d'Istres 101	88
a) L'illite	88
b) Les interstratifiés illite-smectite	91

c) La smectite	91
d) La chlorite	91
e) La kaolinite	91
f) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite	91
2 - Le sondage de rognés 1	93
a) L'illite	93
b) Les interstratifiés illite-smectite	93
c) La smectite	95
d) La chlorite	95
e) La kaolinite	95
f) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite	95
3 - La coupe des Bonfillons	99
a) L'illite	99
b) Les interstratifiés illite-smectite	99
c) La chlorite, les interstratifiés chlorite-vermiculite, vermiculite- smectite et la vermiculite	99
d) La kaolinite	103
e) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite	103
4 - La coupe de Claps	103
a) L'illite	103
b) Les interstratifiés illite-smectite	103
c) La chlorite, les interstratifiés chlorite-vermiculite et vermiculite- smectite	103
d) La smectite	105
e) La kaolinite	105
f) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite	105
5 - Le sondage de Jouques	105
a) L'illite	105
b) Les interstratifiés illite-smectite	105
c) La chlorite	109
d) La Kaolinite	109
e) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite	109
6 - Les coupes de la montagne de Vautubière et du Mont Major	109
a) L'illite	109
b) Les interstratifiés illite-smectite	109
c) La chlorite, les interstratifiés chlorite-vermiculite et la vermicu- te	109
d) La kaolinite	112
e) Cristallinité et rapport des pics 002 et 001 de l'illite	112
C - Répartition spatiale des minéraux argileux	112
1) - L'illite	112
2) - Les interstratifiés illite-smectite	114
3) - La chlorite	114
4) - La kaolinite	114
5) - Conclusion	115

D - Origine des minéraux argileux	115
1)- Origine de la kaolinite	115
2)- Origine de la chlorite et de l'illite	116
3)- Origine des interstratifiés illite-smectite	117
4)- Origine de la smectite	117
E - Conclusion	117
Chapitre III. - Géochimie des terres noires	119
I. - Introduction	119
II. - Géochimie minérale	119
A - Géochimie de la roche totale	121
1 - Composition chimique moyenne	121
2 - Répartition des éléments entre les consti- tuants minéralogiques	123
A. Sondage d'Istres 101	123
B. Sondage de Rognés 1	125
C. Coupe des Bonfillons	127
3 - Evolution verticale des éléments	127
A. Sondage d'Istres 101	127
B. Sondage de Rognés 1	130
C. Coupe des Bonfillons	132
B - Géochimie de la fraction argileuse	134
1 - Composition chimique moyenne	134
2 - Répartition des éléments entre les consti- tuants minéralogiques	137
3 - Variation latérale des éléments	141
a) Les éléments majeurs	141
b) Les éléments traces	141
C - Conclusion	144
III.- Géochimie Organique	145
1 - Introduction	145
2 - Nature de la matière organique	146
3 - Relation entre carbone organique et carbone minéral	147
4 - Caractérisation de la matière organique	147
5 - Etat de maturation de la matière organique	149
6 - Conclusion	149
Conclusions générales	151
Bibliographie	155
Liste des figures	169
Liste des tableaux	173
Liste des planches	175



Tabl. II. — REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES DINOKYSTES DE LA COUPE DES BONFILLONS

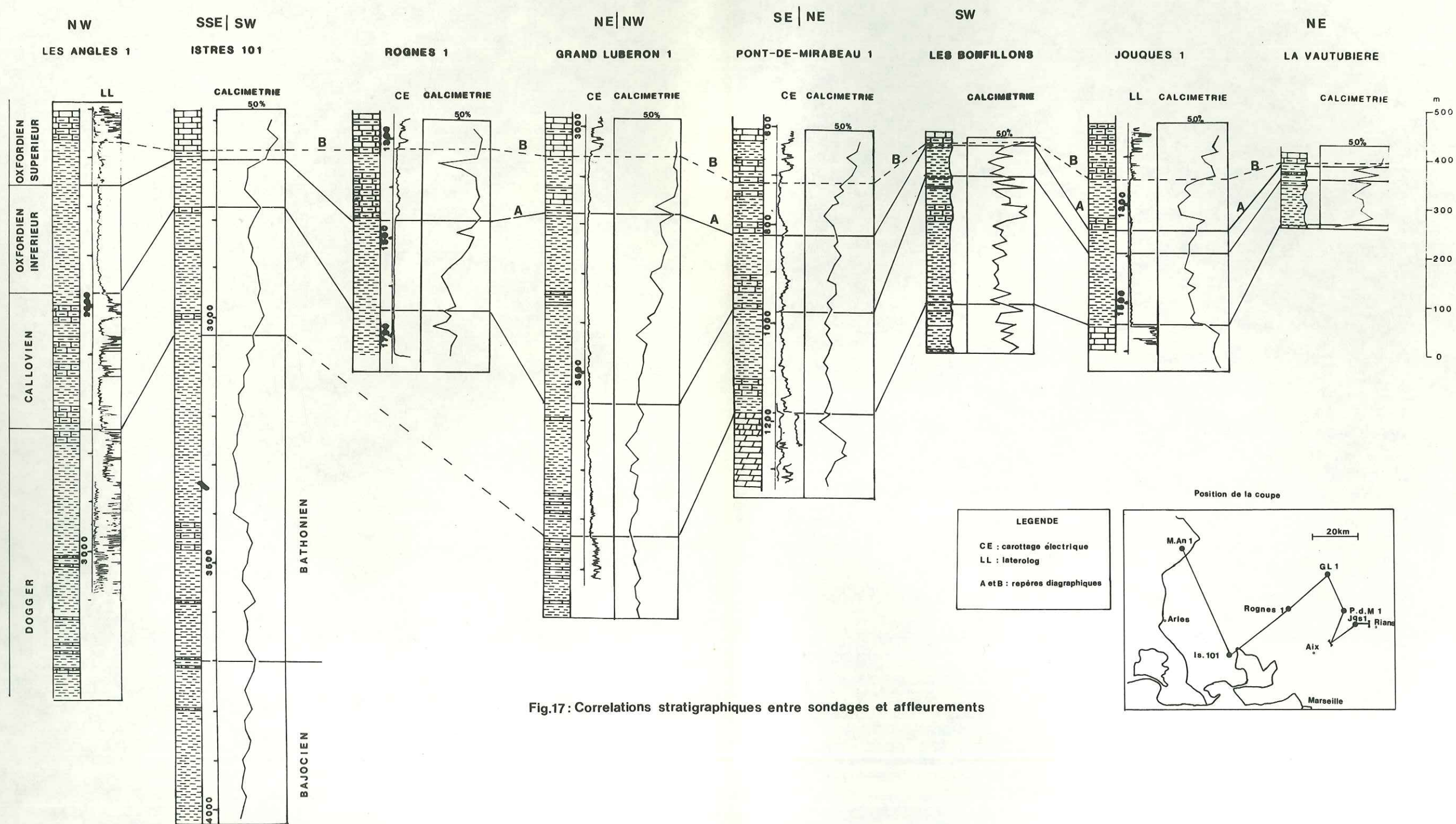


Fig.17: Correlations stratigraphiques entre sondages et affleurements